

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
профессионального образования
«Санкт-Петербургский государственный университет»
Институт наук о Земле

АВДЕЕВИЧ Диана Андреевна

Выпускная квалификационная работа

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ АККУМУЛЯЦИИ И ТАЯНИЯ СНЕЖНОГО
ПОКРОВА НА РЕКАХ КАМЧАТСКОГО КРАЯ В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ
ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА**

Основная образовательная программа бакалавриата

«Гидрометеорология»

Профиль «Гидрология»

Научный руководитель:

к.г.н., ст. преподаватель ГЕОРГИЕВСКИЙ

Михаил Владимирович

Рецензент: ЛАВРОВ Сергей Алексеевич

Санкт-Петербург

2020

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .	3
ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ	5
1.1. Геологическое строение	5
1.2. Рельеф	6
1.3. Почвы и растительность	8
1.4. Климат	9
1.5. Гидрография	12
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ АККУМУЛЯЦИИ И ТАЯНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА	15
ГЛАВА 3. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ	21
3.1. Подготовка исходных данных для моделирования	21
3.2. Сравнительный анализ данных дистанционного зондирования	25
3.3. Использование данных Northern Hemisphere Weekly Snow Cover в климатическом анализе	31
ГЛАВА 4. МОДЕЛИРОВАНИЕ СТОКА В БАССЕЙНЕ РЕКИ КАМЧАТКИ	35
4.1. Описание Snowmelt Runoff Model (SRM)	35
4.2. Результаты моделирования для бассейна реки Камчатки	38
ЗАКЛЮЧЕНИЕ..	43
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ...	45
ПРИЛОЖЕНИЯ .	46

ВВЕДЕНИЕ

Аккумуляция и таяние снежного покрова являются одними из основных процессов формирования стока в северных регионах. Моделирование талого стока является важным в целях прогнозирования и предотвращения опасных гидрологических явлений, например, наводнений, а также для оценки водных ресурсов. Результаты моделирования во многом определяются выбранной методикой расчета снеготаяния и наличием необходимой гидрометеорологической информации.

В настоящее время в гидрологии используются два метода расчета снеготаяния. Более простой метод температурных коэффициентов основан на использовании температуры воздуха как главной переменной. Однако точность моделирования в данном случае зависит от температурных коэффициентов стаивания, варьирующих в пределах водосбора и в течение периода снеготаяния. Физически-обоснованный метод энергетического баланса более точно описывает многофакторный процесс таяния снежного покрова. В то же время метод требует большое количество исходной информации о различных источниках поступления тепла к снегу.

Модель Snowmelt Runoff (SRM) основана на методе температурных коэффициентов. Переменными в модели являются количество осадков, температура воздуха и площадь снежного покрова суточного разрешения. Для получения информации о степени заснеженности территории в работе использовались данные дистанционного зондирования. Отдельным направлением исследований в таком случае является сравнение продуктов спутниковой информации и выбор наиболее репрезентативной базы данных по распределению снежного покрова для исследуемого бассейна.

Данные дистанционного зондирования MODIS считаются наиболее перспективными для использования в целях гидрологического моделирования. Они находятся в свободном доступе и обладают достаточно высоким пространственным разрешением (максимальное разрешение – 500 метров). Данные содержат информацию о распределении заснеженной территории за разные интервалы времени: суточные, восьмидневные и месячные. Необходимо отметить, что основные трудности в процессе работы со снимками высокого временного разрешения вызывает облачность.

Целью выпускной квалификационной работы является интеграция данных дистанционного зондирования в моделирование снеготаяния в бассейне реки Камчатки с помощью Snowmelt Runoff Model (SRM). Актуальность темы исследования обусловлена нарастающим спросом на внедрение данных дистанционного зондирования в различные направления гидрометеорологии. При этом использование спутниковой информации при моделировании речного стока в литературных источниках освещено слабо.

Для достижения цели исследования были поставлены следующие задачи:

- проанализировать существующие в свободном доступе данные дистанционного зондирования по распределению снежного покрова и выбрать наиболее подходящие для выполнения работы;
- разработать методику сравнения данных дистанционного зондирования площади снежного покрова;
- осуществить сравнительный анализ данных дистанционного зондирования по снегу и выбрать базу, наиболее подходящую в целях моделирования;
- создать базу данных распределения снежного покрова для бассейна реки Камчатки;
- разработать методику подготовки исходных данных для модели SRM;
- оценить заснеженность бассейна реки Камчатки на основе наблюдаемых и рассчитанных характеристик снежного покрова;
- интегрировать данные по снежному покрову в анализ климатических изменений в бассейне реки Камчатки;
- получить расчетный гидрограф с помощью модели SRM.

Объектом исследования является бассейн реки Камчатки, для которого характерна высокая степень заснеженности в течение года. Предметом исследования выступают процессы аккумуляции и таяния снежного покрова, являющиеся одними из основных процессов формирования стока реки Камчатки.

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Бассейн реки Камчатки располагается в центральной части Камчатского полуострова. Изучаемая территория в административно-территориальном отношении относится к Камчатскому краю Дальневосточного федерального округа. Административным центром является город Петропавловск-Камчатский, расположенный на берегу Авачинской бухты. Полуостров Камчатка вытянут сравнительно узкой полосой в северо-северо-восточном направлении на 1200 км. Омывается полуостров с запада Охотским морем, с востока – Тихим океаном и Беринговым морем. Линия западного побережья менее изрезана, в отличие от восточного побережья с многочисленными полуостровами и заливами фьордового типа.

Площадь полуострова Камчатка составляет 250 тыс. км². Наибольшая ширина не превышает 470 км. Граница полуострова условно проходит от устья реки Рекинники на западе до устья реки Анапки на востоке. Полуостров Камчатка и северная материковая часть соединены узким перешейком – Паропольским долем, имеющим ширину около 100 км.

Территория Камчатки отличается разнообразием природных условий. Восточная и северная части полуострова заняты в основном горными системами. Западная часть преимущественно равнинная. Юго-восточная часть представляет собой сильно расчлененное вулканическое нагорье, где сосредоточены многочисленные вулканы, выходы термальных источников и гейзеров. Существенную роль в формировании климата западного и восточного побережья полуострова играют воздушные массы, приходящие с морских акваторий.

Гидрометеорологическое обслуживание территории осуществляется ФГБУ «Камчатское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» (Камчатское УГМС), расположенное в городе Петропавловск-Камчатский.

1.1. Геологическое строение

Камчатка входит в состав молодой складчатой области и располагается в северо-западном секторе Тихоокеанского огненного кольца. Формирование рельефа на территории происходило, главным образом, в верхнемеловое и неогеновое время, однако тектоническая деятельность продолжается до настоящего времени. В геологическом строении Камчатки участвовали терригенные, вулканогенно-осадочные, интрузивные и эффузивные породы.

К наиболее древним образованиям относятся терригенные отложения в южной части Срединного хребта. Они состоят из глинистых сланцев, песчаников, алевролитов, филлитов, кристаллических сланцев, гнейсов и магматитов. Вулканогенно-осадочные образования встречаются чаще всего на севере Срединного хребта и в средней части полуострова. Эффузивно-осадочные породы распространены в северной части полуострова, где они

переходят в геологическую структуру Корякского нагорья. Для меловых эффузивно-осадочных пород характерно переслаивание пород подводного вулканизма (туфы, порфириды, спилиты) с пирокластическим и терригенным материалом. В целом породы значительно метаморфизованы. Проникновение атмосферных осадков, как правило, связано с трещинной тектоникой, поэтому питание подземных вод затруднено.

Третичные отложения западного побережья представляют собой переслаивание песчаников, аргиллитов и алевролитов, на отдельных участках – с пластами угля. Сверху на них несогласно залегают неогеновые отложения. Породы третичного периода на западе слабо метаморфизованы. В центральной части полуострова третичные породы чаще всего перекрыты комплексом вулканогенных пород. Литологический состав третичных отложений восточной части наиболее благоприятный для фильтрации атмосферных вод, что оказывает влияние на питание подземных вод.

Четвертичные отложения включают в себя эффузивные и пирокластические породы. Озерные и озерно-речные отложения представлены суглинками, алевролитами и песками с галькой, а также диатомовыми синими глинами и илистыми песками. Моренные ледниковые отложения распространены повсеместно на всех хребтах Камчатки. Современные морские отложения формируют аккумулятивные террасы на восточном побережье. Аллювиальные речные отложения ограничиваются долинами рек. Слабая цементация четвертичных пород обеспечивает свободную фильтрацию атмосферных осадков.

1.2. Рельеф

Полуостров Камчатка отличается весьма сложным рельефом, основные черты которого являются следствием вулканических процессов. В восточной и юго-восточной части полуострова сосредоточены более 20 активных вулканов.

Бассейн реки Камчатки ограничивается на северо-западе Срединным хребтом, крупной орографической структурой, вытянувшейся на 900 км от Парапольского дола на севере до р. Плотниковой на юге. Средние высоты в пределах бассейна составляют 1400 – 1800 м. Проходя по центральной части почти через весь полуостров, он образует водораздел между бассейнами рек Охотского моря, Тихого океана и Берингова моря. Характерной чертой в строении хребта является его асимметрия: восточные склоны круто обрываются к Центральной Камчатской равнине, а западные постепенно спускаются к Западной Камчатской равнине. В районе хребта сосредоточено около 120 потухших вулканов, свидетельствующих об активной вулканической деятельности. Наиболее высокий из них – Ичинская Сопка (3621 м). В южной части хребта встречаются отдельные лавовые плато. Центральная часть Срединного хребта является одним из районов современного оледенения.

В северной части хребта преобладает сглаженный среднегорный рельеф со следами оледенения в виде каров и троговых долин. Общая площадь ледников в бассейне равна 298 км².

В пределах Центральной равнины расположены долины двух рек – Камчатки и Быстрой, текущих в противоположные стороны. Рельеф данной территории преимущественно аккумулятивный. В южной и восточной части полуострова широкое распространение получили флювиогляциальные равнины, формирующиеся реками, берущими начало от ледников. Вблизи подножья гор узкой полосой расположены пролювиальные равнины, образование которых связано с временными водотоками, берущими начало на склонах вулканов.

Восточный хребет ограничивает Центральную Камчатскую равнину с юго-востока. Он состоит из нескольких горных цепей. В районе хребта Тумрок сосредоточена группа действующих стратовулканов: Толбачик, Ключевский, Шивелуч и другие. Преобладающими формами рельефа восточного вулканического района являются нагорья-плато высотой 400 – 500 м в южной части и 800 – 900 м в северной части. Здесь реки имеют хорошо разработанные долины, приуроченные к тектоническим впадинам и разломам. На поверхности плато расположены руины давно потухших вулканов, а также почти все действующие вулканы, среди которых Ключевская Сопка, Авачинская Сопка, Кроноцкая Сопка и другие. Вулканы обычно располагаются изолированно или, сливаясь, образуют целые вулканические массивы. Средняя высота Восточного хребта в пределах бассейна реки Камчатки от 1200 до 1600 м.

Западная Камчатская равнина вытянута вдоль побережья Охотского моря. По характеру рельефа она делится на Западную прибрежную низменность и Холмисто-Увалистую равнину. Ровная поверхность прибрежной низменности покрыта болотами со сплошным торфяным покровом и мелкими озерами. Береговая линия низменности ровная, без бухт и заливов. Особое распространение получили узкие лагуны, отделенные от моря песчано-галечными косами. Холмисто-Увалистая равнина вытянута вдоль западных предгорий Срединного хребта. Характерные формы рельефа – увалы, вытянувшиеся вдоль речных долин. Их плоские вершины часто заболочены. Севернее равнина становится более высокой и расчлененной. Здесь вырисовываются отдельные гряды или небольшие хребты высотой 300 – 500 м, а иногда до 900 м.

В северной (материковой) части изучаемого района располагается Корякское нагорье. Его центральная часть характеризуется остроконечными вершинными высотой 1800 – 2000 м. Нагорье расчленено густой гидрографической сетью. Реки в своем нижнем течении

пересекают межгорные котловины, которые, как правило, заболочены и покрыты множеством термокарстовых озер.

Парапольский дол в виде узкой впадины протянулся от оконечности Срединного хребта в северо-восточном направлении между Корякским и Пенжинским хребтами. Поверхность низменности сложена озерно-аллювиальными и водно-ледниковыми отложениями. Поверхность дола сильно заболочена и изрезана густой сетью рек и озер карстового и ледникового происхождения.

1.3. Почвы и растительность

Большое влияние на процессы почвообразования на полуострове Камчатка оказывает современный вулканизм, обуславливающий постоянное поступление на поверхность почвы рыхлого материала: песка, пепла и шлака.

Общим для всех почв района является наличие процесса выщелачивания, обеспечивающего кислую реакцию среды и ненасыщенность почв основаниями. Также отмечается наличие иллювиально-гумусовых горизонтов в условиях хорошего дренажа. В условиях затрудненного водообмена между поверхностными и подземными водами формируется глеевый горизонт.

В северной части исследуемой территории, в зоне тундр, в зависимости от условий дренажа и мощности пеплопадов выделяют слоисто-пепловые вулканические породы, тундровые иллювиально-гумусовые почвы, торфянисто- и перегнойно-глеевые почвы. На склонах хребтов почвы обычно маломощные (50 – 60 см), формирующиеся под действием сильного атмосферного увлажнения. Для них характерно развитие мохового покрова (10 – 15 см) и наличие темноокрашенного иллювиального горизонта. Перегнойно-охристые почвы формируются на более мощных рыхлых отложениях, в условиях повышенного увлажнения. Также встречаются лугово-лесные коричнево-охристые вулканические почвы, собственно-охристые, светло-охристые, слоисто-охристые и подзолисто-охристые почвы.

Собственно-охристые почвы имеют гумусовый горизонт мощностью 5 – 7 см, под которым расположен иллювиальный горизонт коричневатого оттенка. Почвообразующими породами являются супесчаные и песчаные отложения. Данный тип почв отличается высокой пористостью и высокой степенью фильтрационной способности и аэрации.

Светло-охристые почвы встречаются в южной части полуострова. В отличие от собственно-охристых почв, они формируются в условиях более засушливого климата, и имеют светлую окраску. Слоисто-охристые почвы встречаются в районах обильных пеплопадов и отличаются большим количеством погребенных горизонтов. Подзолисто-

охристые почвы являются переходной зоной между зональными вулканическими (охристыми) и невулканическими (подзолистыми) почвами.

В нижних частях горных склонов и понижениях рельефа формируются торфянисто-глеевые почвы с мощностью торфяного горизонта до 15 – 20 см. В долинах рек обычно развиты перегнойно-глеевые почвы, обладающие высоким плодородием.

Растительный мир Камчатки весьма разнообразен. По характеру растительности южная часть полуострова преимущественно лугово-лесная (таежная), а северная – лесотундровая. Граница между этими зонами выражена не четко из-за наличия высотной поясности и влияния окружающих морских акваторий. В Центральной Камчатской низменности преобладают елово-лиственничные леса, образуя «хвойный остров» Камчатки.

В нижнем течении реки Камчатки поверхность Центральной Камчатской низменности заболочена, сложена светло-коричневыми суглинками и супесями, торфяно-глеевыми почвами и торфяниками. Здесь произрастают ольха, ива и различные кустарники. В среднем течении распространены леса из лиственницы с примесью ели и белой березы. Вверх по течению постепенно появляются разреженные рощи белой березы, между которыми располагаются обширные суходольные луга. Здесь преобладают слабоподзолистые почвы. Леса из каменной березы с высоким травяным покровом занимают предгорные территории до высоты 800 м. Далее развиты заросли кедрового и ольхового стланика, а еще выше находится зона горной тундры с редким растительным покровом из лишайников и отдельных цветковых растений.

1.4. Климат

Климатической особенностью Камчатского края является активная циклоническая деятельность. По данным Камчатского УГМС¹ в южных районах полуострова в среднем за год отмечаются около 70 циклонов. Как правило, возникновение барических образований сопровождается опасными гидрометеорологическими явлениями: штормовые ветры, сильные дожди и снегопады, крупные морские волны, туманы, сильные заморозки, снежные лавины, паводки, наводнения и подтопления. Побережье полуострова периодически подвергается воздействию волн цунами. Отмечается, что за период с 2000 по 2009 годы число неблагоприятных и опасных природных явлений на данной территории увеличилось с 429 до 553 случаев за год.

Циклоническая деятельность в течение всего года обуславливает высокую повторяемость облачных дней. Годовое число пасмурных дней на полуострове колеблется от

¹ Краткая характеристика климатических особенностей Камчатского полуострова [Электронный ресурс] // Камчатское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. – URL: <http://kammeteo.ru/gms9.html> (дата обращения: 02.05.2020).

149 до 227. Наибольшее число ясных дней наблюдается на севере (40 – 50 дней). При этом облачность существенно уменьшает продолжительность солнечного сияния. В связи с этим, суммарная радиация меньше возможной на 30 – 45 %. Годовые значения суммарной радиации составляют от 80 до 100 ккал/см², радиационного баланса – от 22 до 40 ккал/см². Значение радиационного баланса на Камчатке меньше, чем в районе средних широт континента, поэтому прогревание воздуха здесь, особенно на побережье, происходит медленнее.

Температурный режим на полуострове подвержен влиянию окружающих морей и океана. Среднегодовая температура воздуха меняется от –8 °С на севере до +2 °С на юго-восточном побережье. Положительная среднегодовая температура характерна лишь для юго-восточной и крайней юго-западной части. Продолжительность холодного периода (со среднесуточной температурой ниже 0 °С) составляет от 160 дней в южных районах до 230 дней на севере полуострова. Для южных районов холодный период отмечается с середины ноября до конца апреля, а для северных – с конца сентября до середины мая.

Продолжительность теплого периода с севера на юг меняется от 135 до 205 дней. Однако из-за охлаждающего влияния окружающих морских акваторий среднесуточная температура воздуха поднимается выше +5 °С лишь в начале июня, что обуславливает короткий вегетационный период.

Для бассейна реки Камчатки был проведен анализ климатических изменений. В рамках данной работы на сайте ВНИИГМИ-МЦД были скачаны данные по среднемесячной температуре воздуха и месячной сумме осадков за весь период наблюдений для трех метеостанций, расположенных в пределах бассейна реки Камчатка: Эссо (индекс ВМО – 32363), Ключи (32389) и Долиновка (32447). В Приложении А представлена карта-схема бассейна реки Камчатки и расположение метеостанций. Сравнивались периоды до и после 1980 года, который, как указано в нормативных документах Росгидромета, а также в научных публикациях², является годом начала существенных климатических изменений, происходящих в среднем на территории Российской Федерации.

В опубликованной версии архива ряд наблюдений за осадками на метеостанциях содержит информацию с 1966 года. Ряд наблюдений за температурой воздуха охватывает период с 1945 года. Также следует отметить отсутствие данных наблюдений по обоим параметрам за 2001 год.

На Рисунке 1 представлен график хода среднегодовой температуры воздуха с 1945 по 2017 гг. по осредненным данным метеостанций в бассейне реки Камчатки. Линия тренда

² Груза Г.В, Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата Российской Федерации: температуры воздуха. – Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012. С. 67.

указывает на повышение среднегодовой температуры более чем на 1 °С. Среднемноголетнее значение температуры воздуха за период 1945 – 1980 составляет -2,2 °С, а с 1981 по 2017 год – -1,1 °С. Аномалия среднемноголетней температуры воздуха в бассейне составляет +1,1 °С.

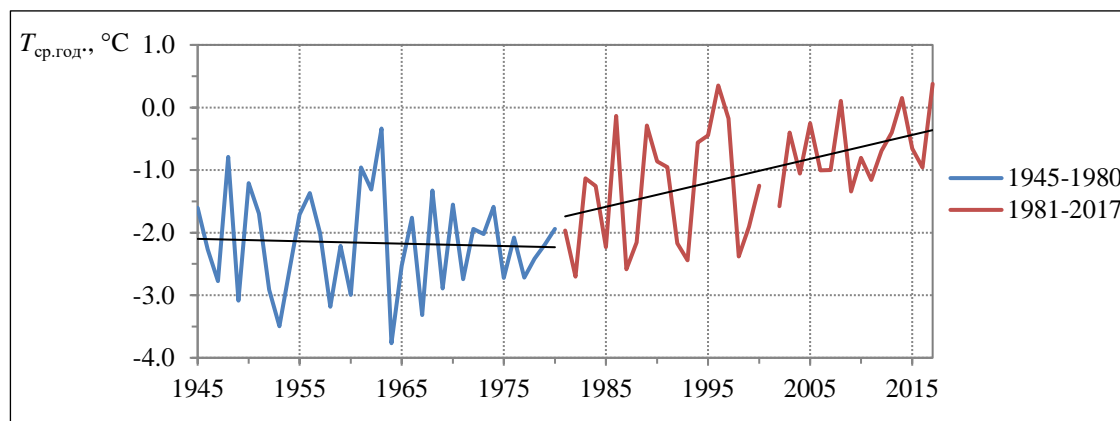


Рисунок 1. График хода среднегодовой температуры воздуха с 1945 по 2017 гг. по осредненным данным метеостанций в бассейне реки Камчатки

Для каждой метеостанции была рассчитана разница в среднемноголетней месячной температуре воздуха между двумя периодами: до и после 1980 года. Во все месяцы наблюдается положительная аномалия температуры воздуха. Наибольшая разница отмечается в переходные сезоны. В весенний и осенний периоды средняя аномалия составляет 1,3 – 1,4 °С. В марте аномалия температуры воздуха достигает 2,4 °С. Наименьшие аномалии отмечаются в зимний период: в январе и феврале 0,1 – 0,2 °С. Средняя температура холодного периода по осредненным данным метеостанций для бассейна составляет -14,6 °С.

Изучаемая территория относится к зоне избыточного увлажнения. Годовая сумма осадков составляет от 500 мм на северо-западном побережье до 1300 мм на восточном побережье. Для бассейна реки Камчатки среднемноголетняя сумма осадков составляет около 620 мм. Продолжительный зимний период сопровождается значительным снежным покровом. На территории полуострова зима длится в среднем 5 – 6 месяцев. На севере первый снежный покров появляется уже в первой декаде октября, на юго-востоке – во второй декаде ноября, в остальных частях – в период со второй декады октября до первой декады ноября. Высота снежного покрова меняется от 40 см на севере до 90 см на юге.

Разница между среднемноголетней суммой осадков до и после 1980 года по данным метеостанций в бассейне составляет 59 мм. После 2000 года отмечается небольшое увеличение суммы осадков в среднем на 31 мм. В результате после 1980 года количество годовых осадков уменьшилось примерно на 4 см. Анализ сезонной динамики изменения количества осадков показал, что наибольшая аномалия (- 22 мм) отмечается зимой.

1.5. Гидрография

Территория Камчатского края относится к бассейнам Охотского и Берингова морей. Часть территории омывается водами Тихого океана. Речная сеть представлена более 140 тыс. реками общей протяженностью около 360 тыс. км, большую часть которых составляют малые реки и ручьи длиной менее 10 км.

Речная сеть на территории Камчатки распределена неравномерно. Наиболее густая сеть отмечается в северной части полуострова, где коэффициент густоты речной сети равен $0,8 - 1,0 \text{ км/км}^2$, а в южной части Корякского хребта он увеличивается до $1,1 - 1,4 \text{ км/км}^2$. Развитию такой густой речной сети здесь способствует распространение многолетнемерзлых пород.

Развитие речной сети в разных районах Камчатки меняется и в зависимости от высотной зоны. Например, для бассейна реки Камчатки наиболее густая сеть наблюдается на высоте 500 – 700 м, а для Толбачика – 1000 – 1500 м, что связано с развитием временной речной сети в период интенсивного таяния снега на склонах вулканов. Для других рек (Авачи, Озерной, Плотниковой) максимум наблюдается на 200 – 500 метрах или от 0 до 200 метров.

Большинство рек на полуострове Камчатка течет в широтном направлении, и имеют горный характер. В верховьях реки характеризуются бурным течением, обычно порожистые, протекают в узких долинах с крутыми склонами. При выходе на равнину крутизна и скорость течения уменьшаются, русла разветвляются на протоки и рукава. Основными водоразделами служат Срединный и Восточный хребет.

Широкое распространение на полуострове пористых и трещиноватых пород вулканического происхождения способствует аккумуляции больших запасов подземных вод и их активное влияние на режим формирования стока. Питание у рек преимущественно смешанное, однако с преобладанием подземного притока, который составляет 55 – 60 %. Для реки Камчатки доля подземного питания составляет 70 % годового стока, остальная часть – снеговая составляющая.

По особенностям водного режима выделяют реки с весенне-летним половодьем, с весенне-летним половодьем и паводками в теплое время года, с весенним половодьем и паводками. Для Камчатки характерно весенне-летнее половодье (с мая по конец августа – середину сентября) с несколькими пиками, обусловленными таянием снега в долине реки и талыми водами, поступающими с предгорных районов. В сентябре – октябре наступает относительно многоводная летне-осенняя межень, вызванная обильным грунтовым питанием. Также повышенная водность наблюдается в зимнюю межень, продолжающуюся с

конца октября до начала мая. Ледостав на реке устанавливается с середины ноября до конца апреля.

Крупнейшими реками Камчатского края являются Пенжина, Таловка, Тигиль, Апука, Вывенка, Пахача и Камчатка с притоками Кавыча, Китильгина, Щапина, Толбачик (правые), Козыревка, Еловка, Кирганик, Андриановка (левые). По данным Камчатского УГМС за период 2002 – 2006 гг. среднегодовой расход воды на р. Камчатка – пос. Ключи составляет $761 \text{ м}^3/\text{с}$.

За начало реки Камчатки принят исток реки Озерной Камчатки на восточном склоне Срединного хребта. Впадает Камчатка в Камчатский залив Тихого океана, в 2 км ниже поселка Усть-Камчатск. Длина реки составляет 758 км, площадь водосбора – $55\,900 \text{ км}^2$, средняя высота бассейна – 560 м, средний уклон – $1,58 \text{ ‰}$ ³. В бассейне насчитывается более 7000 рек. Средний коэффициент густоты речной сети составляет $0,54 \text{ км/км}^2$. Притоки впадают в главную реку почти под прямым углом. Исключение составляют реки Еловка и Козыревка.

Образуется река Камчатка на дне глубокого ущелья в южной части Срединного хребта в результате таяния снежников. При выходе из хребта река пересекает небольшую межгорную котловину и, приняв приток Правую Камчатку, выходит на Центральную Камчатскую низменность. Течение реки имеет северо-восточное направление. В районе поселка Ключи река огибает Ключевскую группу вулканов, поворачивает на восток и разделяется на несколько рукавов среди большого количества озер. При выходе в Камчатский залив устье реки образует широкую песчаную отмель (морской бар), которая непрерывно перемещается. На приустьевом плесе река соединяется протокой с озером Нерпичьим, аккумулирующим массы морской воды во время приливов.

На территории Камчатки располагается более 100 тыс. озер преимущественно вулканического происхождения: кальдерные, кратерные, лавово-запрудные. В долинах крупных рек, в особенности реки Камчатки, находится множество пойменных озер. В устьевых областях наблюдаются отделенные от моря косами лагунные озера. Встречаются также ледниковые и болотные торфяные озера. По данным Института озероведения Российской Академии Наук общая площадь водоемов на территории Камчатки составляет около 4 тыс. км^2 . При этом более половины озер расположены в северной части территории (бассейны рек Пенжина, Таловка, Апука). Среди крупнейших озер следует выделить Нерпичье, Кроноцкое и Курильское. Количество искусственно созданных водоемов незначительно.

³ Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 20. Камчатка / под ред. к. г. н. М.Г. Васильковского. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. С. 51.

Болота и заболоченные земли занимают около 5 % территории Камчатского края. Они распространены преимущественно в пределах Западной Камчатской и Центральной Камчатской низменностях. На полуострове Камчатка находится одна из крупнейших в России болотных систем – система болот Крутогоровское и Колпаковское. Общая площадь озер в бассейне реки Камчатки составляет 1038 км² (2 % площади бассейна), болот и заболоченных земель – 4000 км² (7 % площади бассейна).

Камчатка является одним из районов современного оледенения. Основные центры оледенения: Срединный хребет, Кроноцкий полуостров, Корякское нагорье и Ключевская группа вулканов, где располагается крупнейший по площади ледник в России – ледник Эрмана (48,3 км²). Общая площадь ледников в бассейне реки Камчатки равна 298 км².

Изучаемая территория богата термальными источниками. На полуострове расположено более 63 групп термальных источников, среди которых главными являются горячие ключи с температурой воды 50 – 100 °С, расположенные преимущественно в районах современного вулканизма. Общий сток всех терм приближенно оценивается в 2 – 3 л/сек. На территории бассейна реки Камчатки термальные источники приурочены к западным склонам Восточного хребта (Пущинские, Щапинские и другие), продольному и коротким поперечным разломам восточных склонов Срединного хребта. Влияние термальных вод на температурный и химический режим поверхностных вод носит локальный характер и ограничивается районами выхода терм на поверхность.

Кроме того, известно около 130 минеральных источников, обладающих лечебными свойствами. По химическому составу преобладают хлоридно-сульфатные и хлоридно-гидрокарбонатные слабокислые воды с общей минерализацией до 2 г/л и с повышенным содержанием кремнекислоты (300 – 400 мг/л).

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ АККУМУЛЯЦИИ И ТАЯНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Сложные процессы аккумуляции и таяния снежного покрова проходят под действием ряда факторов, которые довольно сложно учесть при моделировании в особенности для малоизученных районов. Основным фактором формирования снежного покрова и его разрушения является температура воздуха. Образование твердых осадков зависит не только от непосредственного снижения температуры, но и от продолжительности холодного периода с температурой приземных слоев воздуха менее 0 °С. В процессе накопления снежного покрова в результате меняющейся метеорологической обстановки происходит послойное изменение его свойств и структуры. Свежевыпавший снег обычно имеет рыхлую структуру. Его уплотнение, как правило, связано с давлением собственного веса и наличием оттепелей.

Другим не менее важным фактором является характеристика грунта: влажность и температура. В случае если под снегом располагается промерзший грунт с низкими температурами, во время оттепелей нередко в приповерхностном нижнем слое наблюдается уплотнение и образование ледяной корки. Вид и количество жидких осадков в период установившегося снежного покрова также способствует изменению его структуры. При выпадении мелкого дождя на поверхности снежного покрова может образовываться гололед. Более крупные капли проникают в толщу снежного покрова и, замерзая, способствуют его уплотнению. Присутствие в снеге механических примесей и пыли влечет значительное ускорение процесса снеготаяния за счет уменьшения альбедо.

Основными источниками тепла при снеготаянии выступают солнечная радиация, принос тепла с воздушными массами, жидкими осадками, поток тепла от почвы и собственная скрытая теплота плавления при конденсации водяного пара из воздуха на поверхность снега⁴. Интенсивность снеготаяния определяется скоростью уменьшения запасов воды в снеге при таянии. Первые запасы воды расходуются на насыщение снега. Пропитывание снега водой зависит от его структуры. Более плотный фирн практически не удерживает талые воды. Достигая поверхности земли, они образуют мелкие струйки, которые формируют поверхностный сток.

Одновременно с процессом поступления на поверхность почвы избыточной (не удерживаемой снегом) гравитационной талой или дождевой воды (процесс водоотдачи) наблюдается процесс уменьшения общего запаса воды в снежном покрове. При этом часть талой воды остается в толще снежного покрова, определяя его влажность.

⁴ Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. – Москва: Изд-во Академии наук СССР, 1945. С. 70.

Интенсивность снеготаяния зависит от характера растительности. В лесу процесс снеготаяния происходит медленнее, чем в поле. Сток талых вод во многом определяется промерзанием почвы. В случае если осенью снег выпал на талую землю и в период морозов накапливался рыхлым мощным слоем, не допуская промерзания почвы, то часть весенних талых вод пойдет на фильтрацию и пополнение грунтовых вод.

Таким образом, можно выделить основные факторы, влияющие на величину стока талых вод: количество твердых осадков, структура снежного покрова, степень промерзания грунтов, ход температуры воздуха, вид и количество жидких осадков.

Основными методами, используемыми при описании процессов снегонакопления и снеготаяния, являются метод энергетического (теплового) баланса и метод температурных коэффициентов стаивания.

Уравнение метода температурных коэффициентов базируется на предположении линейной связи между количеством стаявшей воды и температурой воздуха. В данной модели предполагается, что на таяние определенного слоя снежного покрова расходуется запас тепла, измеряемый суммой положительных температур. Данный метод отличается простотой в применении на практике, так как требует лишь данные по температуре воздуха. Однако существенным недостатком метода является отсутствие методики и неопределенность в задании температурных коэффициентов стаивания.

Известно, что коэффициенты варьируют в зависимости от физико-географических условий бассейна, метеорологической обстановки, характера растительности, физических свойств снега и от ряда других факторов. Таким образом, каждый температурный коэффициент стаивания, который является уникальным для исследуемого бассейна, изменяется и для данного бассейна в пространстве и во времени. Доказано, что коэффициенты изменяются в течение периода снеготаяния и из года в год.

Основное уравнение метода температурных коэффициентов стаивания ⁵:

$M = DDF (T_a - T_{base})$, где M величина стаявшего слоя воды, мм/сут; DDF , мм/(°C·сут) – температурный коэффициент стаивания, T_a – температура воздуха, °C; T_{base} , °C является пороговым параметром, который определяет температуру воздуха, выше которой происходит таяние снега.

При наличии данных наблюдений для расчета коэффициента стаивания используется информация по изменению значений измеренных снегозапасов и аккумуляции сумм положительных температур на исследуемом участке в течение периода снеготаяния. Формула выглядит следующим образом:

⁵ Georgievsky M., Ishidaira H., Takeuchi K. Development of a distributed snow model coupled with a new method of degree-day factors estimation // Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, 2006. P. 49-54.

$DDF = \Delta SWE / \sum T$, ΔSWE – изменение снеготолщин в мм, $\sum T$ – сумма положительных температур, °С.

При отсутствии данных наблюдений за снежным покровом для расчета снеготолщин используются данные дистанционного зондирования, например архив AMSR-E и данные MODIS.

Благодаря ранее подчеркнутой способности снега аккумулировать воду, интенсивность водоотдачи из снега не равна интенсивности снеготаяния, как по величине, так и по времени. Таким образом, в процессе снеготаяния отмечаются две фазы: 1) аккумуляция, когда стаявшая вода просачивается и увлажняет нижележащие слои снежного покрова и 2) стекание, или водоотдача, когда вследствие достижения нижними слоями снега максимальной водоудерживающей способности, начинается отдача воды из снега и наблюдается поверхностный сток или фильтрация воды в почву.

В целях упрощения, как правило, снежный покров рассматривается как один слой, в котором интенсивность водоотдачи из снежного покрова R_w (мм/сут) в течение сезона таяния определяется как ⁶:

$$R_w = \begin{cases} \frac{M}{1 - \varphi} + P_r \\ 0, & \sum (M + P_r) \leq \varphi (SWE + P_s), \end{cases}$$

где φ – параметр, характеризующий максимальную водоудерживающую способность снега; SWE – снеготолщины (мм); P_r – измеренные жидкие осадки (мм); P_s – измеренные твердые осадки (мм); M – величина стаявшего слоя воды (мм/сут).

В течение первой фазы снеготаяния, талая вода и жидкие осадки остаются внутри снежного покрова до тех пор, пока их аккумулированная величина не превысит определенной порции по отношению к снеготолщинам. Таким образом, при условии $\sum (M + P_r) \leq \varphi (SWE + P_s)$ водоотдача из снежного покрова отсутствует. Если накопленный слой талой воды и жидких осадков превышает максимальную водоудерживающую способность снега, происходит водоотдача из снежного покрова. Параметр, характеризующий максимальную водоудерживающую способность снега φ , обычно принимается как 5 % от величины снеготолщин.

Когда температура воздуха понижается ниже T_{base} , талая вода замерзает согласно уравнению:

$$S = C_{fr} M_f (T_{base} - T_a),$$

⁶ Georgievsky M., Ishidaira H., Takeuchi K. Development of a distributed snow model coupled with a new method of degree-day factors estimation // Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, 2006. P. 49-54.

где S – интенсивность замерзания (мм/сут), C_{fr} является коэффициентом замерзания (обычно принимается равным 0,05), M_f – величина стаявшего слоя воды в снежном покрове (мм/сут).

Наиболее простая и широко используемая в гидрологии модель энергетического баланса для расчета снеготаяния основана на уравнении ⁷:

$\lambda_f \rho_w \Delta SWE = Q_m = Q_n + Q_h + Q_e + Q_g + Q_a - \Delta Q_i$, где λ_f – скрытая теплота плавления (принимается равной 0,334 МДж/кг); ρ_w – плотность воды (кг/м³); ΔSWE – изменение снегозапасов (мм); Q_m – приток тепла, необходимый для процесса снеготаяния.

Составляющие притока тепла: Q_n – поступление тепла за счет солнечной радиации; Q_h – поступление тепла за счет конвективного теплообмена с атмосферой; Q_e – тепло, поступающее за счет процессов испарения и конденсации; Q_g – приток тепла от грунтов к нижней поверхности снежного покрова; Q_a – тепло, приносимое вместе с жидкими осадками; ΔQ_i – изменение внутренней теплоты в снежном покрове. Каждая составляющая теплового баланса выражается в МДж/(м²·сут).

Солнечная радиация Q_n состоит из суммарного притока коротковолновой Q_{sw} и длинноволновой Q_{lw} радиации. Так как одним из компонентов длинноволновой радиации является величиной радиации поступающей из атмосферы Q_{lw}^{\downarrow} , а другим – величина отраженной от поверхности земли Q_{lw}^{\uparrow} , то $Q_n = Q_{sw} + Q_{lw}^{\downarrow} - Q_{lw}^{\uparrow}$.

Тепло, поступающее от коротковолновой радиации:

$$Q_{sw} = K_{ET} \cdot f(C) \cdot (1 - A),$$

где K_{ET} – ежедневное значение солнечного излучения за пределами атмосферы, $f(C)$ – функция, выражающая облачность, A – альбедо.

Внеземное излучение, K_{ET} , зависит от солнечной постоянной и уклона по отношению к земной поверхности, которые являются функциями широты местности и даты, на которую производится расчет. В основе расчета лежит установленное астрономическое соотношение, предложенное Дингманом ⁸.

Влияние облачности оценивается по эмпирической формуле:

$$f(C) = 0,355 + 0,68 \cdot (1 - C), \text{ где } C - \text{процент облачности.}$$

Альбедо снежного покрова зависит от его возраста и температуры поверхности:

$$A = A_{min} + A_{add} \cdot e^{-kn},$$

⁷ Georgievsky M., Takeuchi K., Ishidaira H. Energy balance snowmelt modeling for data poor basins // Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, 2007. P. 86-92.

⁸ Dingman S.L. Physical Hydrology, 2nd Edition. – New Jersey: Prentice-Hall, 2002.

где A_{min} – наименьшее возможное значение альбедо снежного покрова, A_{add} – константа, которая добавляется к A_{min} – начальному значению альбедо, k – коэффициент рецессии, зависящий от температуры поверхности снега, и n – число дней после последнего выпадения осадков в виде снега.

Приходящую длинноволновую радиацию при безоблачном небе можно оценить, зная температуру воздуха T_a (°C) и используя закон Стефана-Больцмана:

$$Q_{lwcls}^{\downarrow} = \varepsilon_{acls} \cdot \sigma \cdot (T_a + 273,2)^4,$$

где σ – постоянная Стефана-Больцмана ($\sigma = 4,90 \cdot 10^{-9}$ МДж/(м²·сут·К⁴)) и ε_{acls} – излучение воздуха, которое может быть рассчитано различными способами. Например, согласно монографии ⁹:

$$\varepsilon_{acls} = 0,70 + 5,95 \cdot 10^{-5} e_a \cdot \exp\left(\frac{1500}{T_a + 273,2}\right),$$

где e_a – упругость водяного пара (кПа).

При наличии облачности длинноволновая радиация определяется по формуле:

$$Q_{lw}^{\downarrow} = N \cdot Q_{lwcls}^{\downarrow},$$

где N – коэффициент, зависящий от процента облачности (C), который может быть установлен, используя уравнение Кустаса ¹⁰:

$$N = 1 + 0,22 \cdot C^2.$$

Отраженная длинноволновая радиация определяется по формуле:

$$Q_{lw}^{\uparrow} = \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot (T_s + 273,2)^4,$$

где ε_s – излучение с поверхности снежного покрова, T_s – температура поверхности снега (°C). Можно сделать допущение, что $\varepsilon_s = 0,98$, что соответствует среднему значению длинноволнового излучения снега.

Турбулентный теплообмен между поверхностью снега и атмосферой за счет процессов конвекции, испарения и конденсации моделируется на основе эмпирического уравнения, предложенного Кузьминым ¹¹:

$$Q_h + Q_e = D_{he} \cdot [(T_a - T_s) + 1,75 \cdot (e_a - e_s)] \cdot (1 + 0,547 \cdot v_a),$$

где D_{he} – коэффициент теплообмена, принимаемый $0,293$ МДж·с/(м³·сут·°C·кПа), v_a – скорость ветра (м/с), T_a и e_a – температура воздуха (°C) и упругость водяного пара (кПа) на

⁹ Nakawo M., Hayakawa N. Snow and Ice in Hydrology. – Nagoya: Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, 1998.

¹⁰ Kustas W.P., Rango A., Uijlenhoet R. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model // Water Resource Research, 1994.

¹¹ Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. С. 78.

высоте 2 метра, T_s и e_s – температура воздуха и упругость водяного пара у поверхности снега.

Тепло, поступающее от земли к нижней поверхности снежного покрова (Q_g), обычно незначительно. Постоянная величина 0,02 МДж/(м²·сут) принимается на основе исследований, выполненных в США.

Приток тепла от жидких осадков можно рассчитать, если предположить, что температура дождя приблизительно равна температуре воздуха. Тепло, приносимое вместе с жидкими осадками, может быть определено как:

$$Q_a = \rho_w \cdot c_w \cdot r \cdot T_r,$$

где ρ_w – плотность воды (1000 кг/м³), c_w – теплоемкость воды (4,19·10⁻³ МДж/(кг·°C)), r – интенсивность осадков (м/сут) и T_r – температура дождя (°C).

Непосредственные методы определения составляющих энергетического баланса (приходящей солнечной радиации и отраженной от поверхности) включают производство наблюдений с помощью актинометрических приборов. При отсутствии актинометрических наблюдений, минимальными исходными данными для моделирования процесса снеготаяния по методу энергетического баланса, описанного выше, являются суточные значения облачности, упругости водяного пара, температуры воздуха, суммы осадков и скорости ветра.

Таким образом, метод энергетического баланса можно считать более физически-обоснованным. Описанная модель теплового баланса, составленного для всего слоя снежного покрова, более точно воспроизводит многофакторный процесс снеготаяния. Однако, вследствие ограниченности или вовсе отсутствия исходной информации, во многих гидрологических исследованиях ученые чаще используют более простой метод температурных коэффициентов. Данный метод в качестве исходной информации требует наличие данных только по температуре воздуха, которая легко измеряется и экстраполируется. Главные недостатки метода температурных коэффициентов – неопределенность в выборе температурных коэффициентов таивания и отсутствие единой методики для их расчета.

ГЛАВА 3. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В целях прогнозирования талого стока в работе использовалась Snowmelt Runoff Model (SRM). Исходными данными для модели служат температура воздуха, осадки и площадь снежного покрова суточного разрешения. Для бассейна реки Камчатки с сайта ВНИИГМИ-МЦД были скачаны суточные значения температуры воздуха и осадков для трех метеостанций, расположенных в бассейне: Эссо (32363), Ключи (32389), Долиновка (32447), за период с 2002 по 2006 гг. Карта-схема бассейна реки Камчатки и расположение метеостанций представлены в Приложении. Для каждой станции в бассейне за рассматриваемый период по данным снегомерных съемок была скачана высота снежного покрова, которая использовалась в дальнейшем при расчете запасов воды в снежном покрове. Помимо этого, Камчатским УГМС был предоставлен ряд суточных расходов воды на р. Камчатка – пос. Ключи за период 2002 – 2006 гг., который необходим для калибровки модели.

Суточные значения площади снежного покрова были получены на основе восьмидневных данных дистанционного зондирования MODIS Terra Snow Cover 500-метрового пространственного разрешения, предоставляющих информацию о максимальной площади заснеженной территории. Период охвата данных – с 2004 по 2006 гг. Предварительно 500-метровые данные MODIS сравнивались с Northern Hemisphere Weekly Snow Cover с пространственным разрешением 25 км и MODIS Terra Snow Cover CMG с пространственным разрешением 5 км на базе одной ячейки (Ключи) и всего бассейна.

3.1. Подготовка исходных данных для моделирования

Вероятно, наиболее сложным и ответственным этапом моделирования является подготовка исходных данных. Бассейн реки Камчатки был разбит на три высотные зоны (Приложение Б) с использованием цифровой модели рельефа SRTM в программе ArcGIS: от 7 до 500 м, от 500 м до 1000 м и от 1000 м до высшей точки в бассейне (4 037 м). Для модели SRM исходные суточные данные по температуре воздуха и осадкам на метеостанциях необходимо было привести к средним гипсометрическим превышениям каждой зоны (250, 650 и 2500 метров соответственно).

Следует отметить ряд особенностей, с которыми пришлось столкнуться при изучении Камчатки. Большинство метеостанций на полуострове расположены вблизи побережья, в пределах низменностей. Наиболее высокая высотная отметка принадлежит метеостанции Эссо – 480 метров. Метеостанции Долиновка (101 м) и Ключи (28 м) расположены в долине реки Камчатки и отличаются низкими высотными отметками. Таким образом, данные

метеонаблюдений охватывают лишь низменные участки полуострова, хотя большая часть Камчатки занята горными системами.

При экстраполяции суточных температур использовался градиент $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Для первой зоны (7 – 500 м) рассчитывались приведенные суточные температуры воздуха для двух станций, расположенных в пределах данной области: Долиновка и Ключи, которые затем осреднялись. Для двух оставшихся зон использовались значения суточных температур воздуха на станциях Эссо и Ключи, так как они территориально располагаются вблизи рассматриваемых высотных зон.

Экстраполяция суточных значений осадков проводилась по графику зависимости сумм осадков от высоты местности, представленному на Рисунке 2. Для построения зависимости использовались среднегодовые значения сумм осадков для четырех метеостанций за пятилетний период 2002 – 2006 гг. Три исходные метеостанции расположены в бассейне реки Камчатки, одна метеостанция была выбрана на побережье: Соболево, индекс ВМО 32477 (Приложение А).

Анализ среднегодовых сумм осадков для оставшихся метеостанций показал, что наибольшее количество осадков выпадет на восточном побережье. Этот факт, вероятно, связан с западным переносом воздушных масс, которые встречают на своем пути Восточный хребет, ограничивающий долину реки Камчатки с юго-востока. На западном побережье также отмечается увеличение количества осадков по сравнению с центральной частью полуострова. Изначально построенные зависимости по данным около 10 метеостанций, расположенных в различных частях полуострова, показали плохую корреляцию. Однако тенденция для среднегодовых сумм осадков, а также отдельно для жидких и твердых осадков сохранялась: количество осадков с увеличением высоты местности уменьшалось. Это объясняется отсутствием данных наблюдений выше 500 метров, а также относительно низкими показаниями осадков высотных метеостанций (Эссо), расположенных в центральной части полуострова.

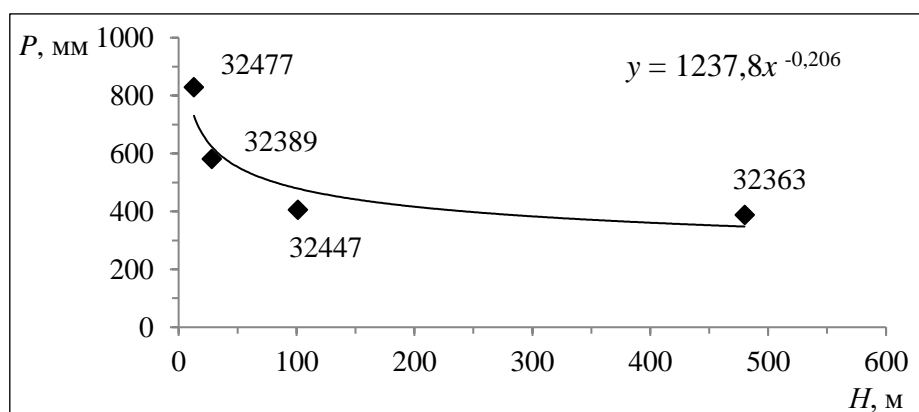


Рисунок 2. График зависимости среднегодовой суммы осадков от высоты местности

Суточные данные о площади распространения снежного покрова были получены методом интерполяции восьмидневных данных дистанционного зондирования MODIS Terra Snow Cover 500m для каждой высотной зоны. Подробное описание данных дистанционного зондирования MODIS, а также сравнительный анализ нескольких баз ДДЗ, представлены в параграфе 3.2 исходной главы.

Перед моделированием было необходимо оценить заснеженность бассейна реки Камчатки. Основными характеристиками, описывающими состояние снежного покрова в работе, являются площадь, высота, плотность снежного покрова и расчетная характеристика – запасы воды в снежном покрове. К сожалению, на сайте ВНИИГМИ-МЦД для метеостанций в бассейне отсутствуют данные маршрутных снегомерных съемок, содержащие информацию о запасах воды в снежном покрове. Для получения данной характеристики предварительно были скачаны данные маршрутных снегомерных съемок (запасы воды в снежном покрове и плотность снежного покрова) для метеостанций, находящихся относительно недалеко от бассейна: Соболево (32477) и Начики (32539). Были рассмотрены зимние периоды с 2002 по 2006 гг. Предполагается, что плотность снега находится в зависимости от температуры воздуха¹². Используя данное условие, была построена зависимость среднемесячных значений плотности снежного покрова от среднемесячной температуры воздуха для двух метеостанций (Рисунок 3).

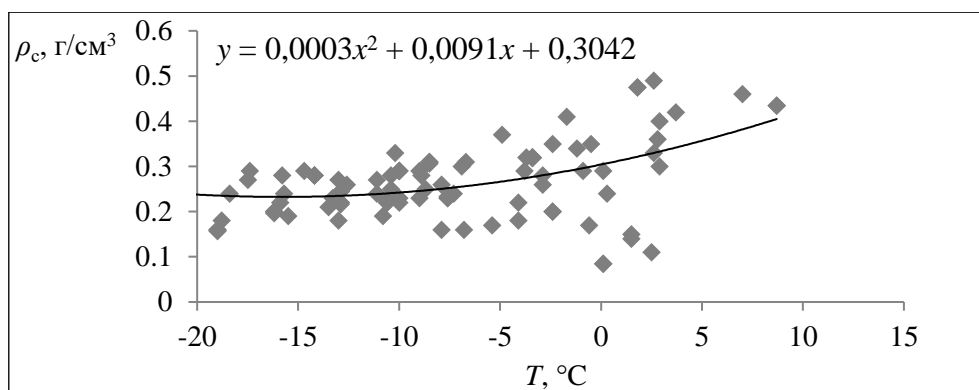


Рисунок 3. График зависимости среднемесячной плотности снежного покрова от температуры воздуха

Следует отметить, что полученная зависимость отражает реальные изменения, происходящие со снежным покровом в процессе таяния. Постепенный рост температуры воздуха в начале периода снеготаяния сопровождается медленным увеличением плотности снежного покрова. К концу периода снеготаяния, при переходе температуры через 0 °C, наблюдается более интенсивное увеличение плотности снежного покрова.

¹² Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. – Москва: Изд-во Академии наук СССР, 1945. С. 19.

На основе данной зависимости и суточных температур воздуха были рассчитаны суточные значения плотности снежного покрова для метеостанций в бассейне реки Камчатки. Далее по формуле¹³: $Y_c = 10 \cdot h \cdot \rho_c$ можно рассчитать запасы воды в снежном покрове (мм), h – высота снежного покрова, см; ρ_c – плотность снега, г/см³. На Рисунке 4 представлены графики изменения суточных запасов воды в снежном покрове, рассчитанные для трех метеостанций в бассейне реки Камчатки за период 2002 – 2006 гг.

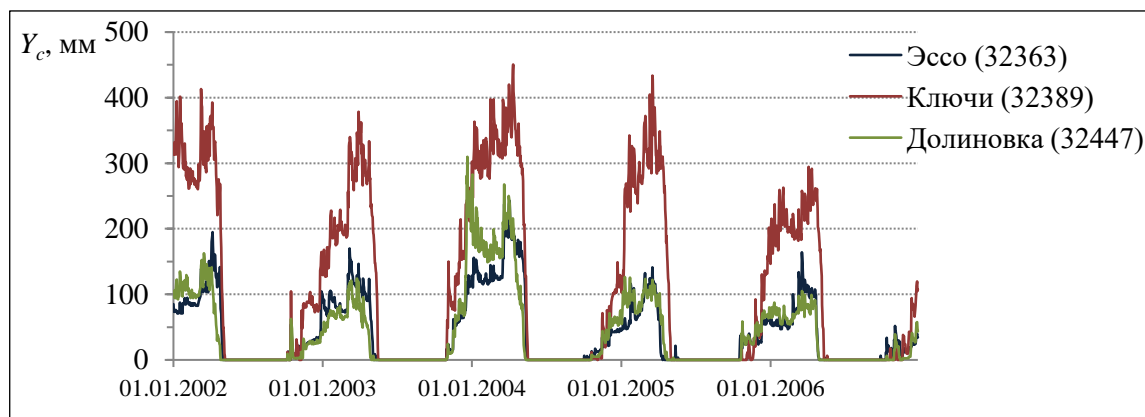


Рисунок 4. Рассчитанные суточные запасы воды в снежном покрове за период 2002 – 2006 гг. для трех метеостанций в бассейне реки Камчатки

Среднее значение запасов воды в снежном покрове с 2002 по 2006 гг. за зимний период (XI – III) для станции Ключи составляет 212 мм, Эссо – 77 мм, Долиновка – 89 мм. Максимальные значения запасов воды в снеге наблюдаются в марте.

На Рисунке 5 представлена динамика изменения площади снежного покрова (SCA) в бассейне реки Камчатки для трех высотных зон за два периода снеготаяния. Суточные значения SCA были получены методом интерполяции восьмидневных данных дистанционного зондирования MODIS Terra Snow Cover 500m (MOD10A2) для каждой зоны.

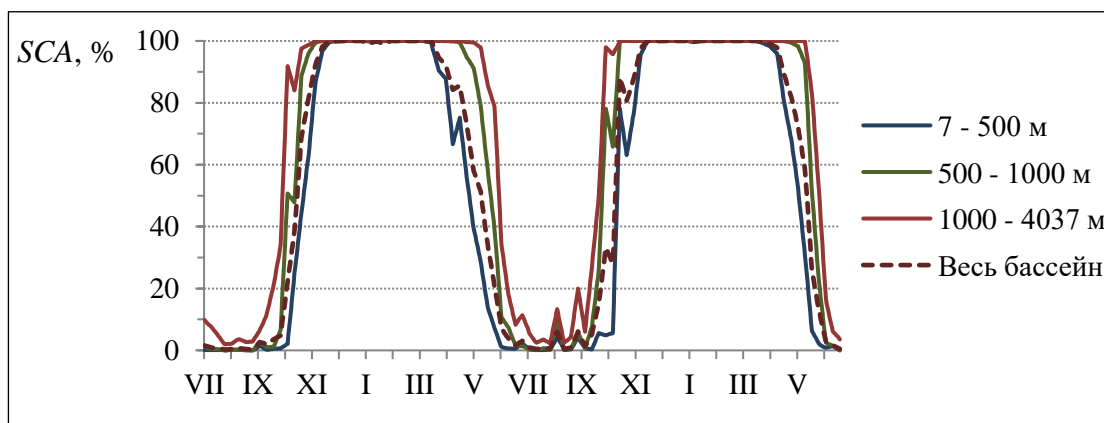


Рисунок 5. Динамика изменения площади снежного покрова по данным MOD10A2 за два периода снеготаяния 2004 – 2006 гг. для трех высотных зон в бассейне Камчатки

¹³ Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 2. Часть I. Метеорологические наблюдения на постах. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. С. 44.

Начало накопления снежного покрова для верхней высотной зоны (1000 – 4037 метров) отмечается в сентябре, для нижней зоны (7 – 500 метров) – в октябре. Установившийся снежный покров для верхней зоны наблюдается с октября по май, для нижней зоны – с ноября до начала апреля. Процесс снеготаяния для всей территории бассейна заканчивается в конце мая – начале июня.

3.2. Сравнительный анализ данных дистанционного зондирования

Основными критериями при выборе источника спутниковой информации являлись возможность свободного доступа к данным, достаточно высокое пространственное разрешение, глобальное покрытие и использование действующих спутников. Согласно¹⁴ существенными достоинствами обладают данные MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer). Продукты MODIS национального центра обработки и хранения данных по снегу и льду (National Snow and Ice Data Center – NSIDC) находятся в свободном доступе, имеют глобальное покрытие, достаточно высокое пространственное разрешение (500 метров) и различную периодичность предоставления данных. Основные характеристики продуктов NSIDC, используемых в работе, представлены в Таблице 1.

Таблица 1. Основные характеристики используемых в работе баз данных дистанционного зондирования по распределению снежного покрова

Признаки	Northern Hemisphere EASE-Grid 2.0 Weekly Snow Cover and Sea Ice Extent, Version 4.1 (NSIDC-0046)	MODIS/Terra Snow Cover, Global 0.05Deg CMG, Version 6 (MOD10C1, MOD10C2)	MODIS/Terra Snow Cover, Global 500m SIN Grid, Version 6 (MOD10A1, MOD10A2)
Территориальный охват	Северное полушарие	Глобальное покрытие	Глобальное покрытие
Пространственное разрешение	25 км × 25 км	5 км × 5 км	500 м × 500 м
Период предоставления данных	1966 – 2015	2000 – по настоящее время	2000 – по настоящее время
Временное разрешение	7 дней	Сутки, 8 дней	Сутки, 8 дней
Спутники	GOES, AVHRR, Nimbus-7 SMMR, DMSP SSM/I-SSMIS	Terra	Terra

Восьмидневные данные MODIS (MOD10C2) сравнивались с данными Northern Hemisphere Weekly Snow Cover. Предварительно файлы NHWSC были приведены к восьмидневному периоду. База данных по снежному покрову NHWSC основана на

¹⁴ Georgievsky M.V. Application of the Snowmelt Runoff Model in the Kuban River Basin by using MODIS satellite images // Environmental Research Letters, 2009.

климатических данных и снимках Национального управления океанологических и атмосферных исследований (NOAA) для северного полушария по распределению снежного покрова. Дифференциация спутниковой информации базируется на использовании сетки EASE-Grid V. 2.0 и эллипсоида WGS-84. Данные дистанционного зондирования NHWSC V. 4.1 охватывают наиболее длительный ряд наблюдений за площадью снежного покрова: с 1966 по 2015 гг., что позволяет использовать их при анализе климатических изменений.

Продукты MODIS содержат данные о распределении снежного покрова с различной периодичностью (сутки, 8 дней и месяц) с 2000 года. Данные MOD10C1 и MOD10C2 отражают процент заснеженной территории в ячейках Climate Modeling Grid (CMG) с разрешением $0,05^\circ$ (около 5 км). Проценты рассчитываются по наблюдениям снежного покрова в наборе данных MODIS с размером ячейки 500 метров (MOD10A1 и MOD10A2). Данные MODIS CMG отображаются в географической проекции. Исходные снимки MOD10A1 и MOD10A2 имеют синусоидальную проекцию. Для работы со снимками и визуализации их в программе ArcGIS исходные HDF-EOS файлы были переведены в формат GeoTIFF.

В основе продуктов MODIS лежит расчет снегового индекса нормализованной разности (Normalized Difference Snow Index – NDSI) как разности между отражательной способностью снега в видимой и инфракрасной области спектра. Процент снежного покрова рассчитывается путем вычисления отношения количества ячеек, занятых снегом, к общему количеству ячеек на суше.

Для составления карт распределения снежного покрова за восьмидневный период MOD10A2 используются суточные карты MOD10A1. В случае если ячейка в течение хотя бы одного дня определяется как покрытая снегом, то она аналогично характеризуется для всего восьмидневного периода. Таким образом, данные MOD10A2 отражают максимальное распределение снежного покрова для территории с минимальным эффектом облачности. Более подробное описание баз ДДЗ, используемых в работе, можно найти на сайте Национального центра обработки и хранения данных по снегу и льду (National Snow and Ice Data Center – NSIDC <https://nsidc.org/>).

На основе трех продуктов спутниковой информации (NSIDC-0046, MOD10C2 и MOD10A2) была создана база данных распределения снежного покрова для бассейна реки Камчатки. Сравнение приведенных к восьмидневному периоду данных NSIDC-0046 и MOD10C2 проводилось для одной ячейки (станция Ключи, индекс ВМО – 32389) и для бассейна реки Камчатки. На Рисунке 6 представлена гистограмма, отражающая разницу в показаниях двух баз данных для ячейки. Вероятность совпадения характеристики ячейки (наличие или отсутствие снежного покрова) за совместный период с 2000 по 2007 для двух

баз данных составляет 76 %. Из 24 % несоответствий в 23 случаях (28 %) снежный покров наблюдается по MODIS, но отсутствует согласно NHWSC, а в 58 случаях (72 %) – наблюдается по NHWSC, но отсутствует согласно MODIS. Следовательно, данные Northern Hemisphere Weekly Snow Cover регистрируют снежный покров чаще, чем данные MODIS CMG.

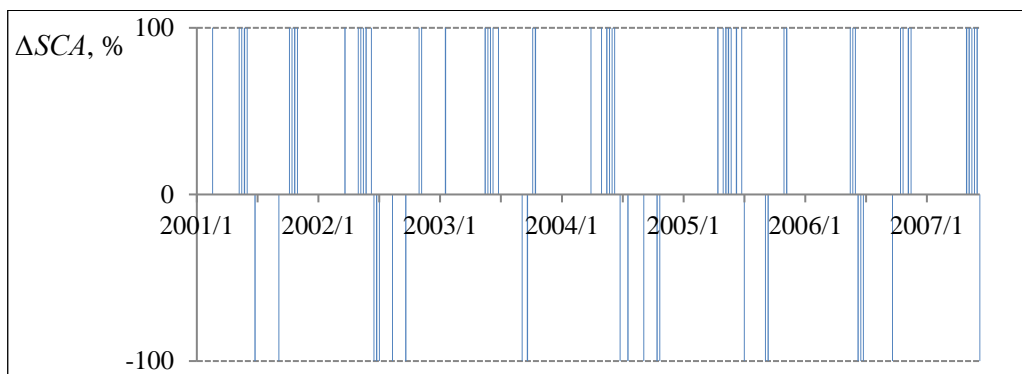


Рисунок 6. Разница в площади снежного покрова по восьмидневным данным NSIDC-0046 и MOD10C2 для одной ячейки (станция Ключи)

На Рисунке 7 представлена гистограмма, отражающая разницу в площади снежного покрова по месяцам для одной ячейки (станция Ключи) по данным Northern Hemisphere Weekly Snow Cover (NSIDC-0046) и MOD10C2. Заснеженность в течение практически всего холодного периода выше согласно наблюдениям NSIDC-0046. Максимальное отклонение отмечается в мае. В этот месяц разница по двум базам составляет 90 %. Менее всего отличаются показания данных в летне-осенний период. На начало снегонакопления, в сентябре наблюдается увеличение снежного покрова по данным MOD10C2. Наибольшие отклонения характерны для переходных сезонов.

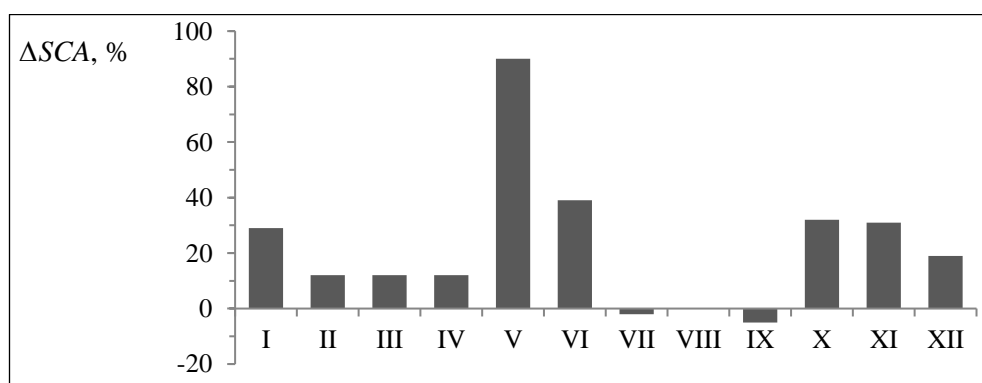


Рисунок 7. Разница в площади снежного покрова по месяцам за период 2000 – 2007 гг. по данным NSIDC-0046 и MOD10C2 для станции Ключи

Аналогичный анализ данных NSIDC-0046 и MOD10C2 был проведен для бассейна реки Камчатки. Гистограмма на Рисунке 8 отражает разницу в площади снежного покрова в бассейне по двум базам. Прослеживается закономерность в распределении площади

снежного покрова в течение года. В первую половину года отмечается повышенная заснеженность согласно данным NSIDC-0046. Вторая половина года характеризуется превышением площади снежного покрова по данным MOD10C2.

Анализ месячных данных показал, что в зимний период (XI – III) площадь снежного покрова по NSIDC-0046 в среднем на 5 % больше, чем по MOD10C2 (Рис. 9). В весенний период (IV – VI) разница достигает в среднем 19 %. Максимальное превышение заснеженной территории для NSIDC-0046 отмечается в мае (32 %). Снежный покров по MOD10C2 за 2000 – 2007 гг. наблюдается в течение всего года. В летний период (VI – VIII) заснеженность составляет около 13 % территории бассейна. Накопление снежного покрова в осенний период (IX – X) по данным MOD10C2 наблюдается раньше: с сентября, по данным NSIDC-0046 – с октября.

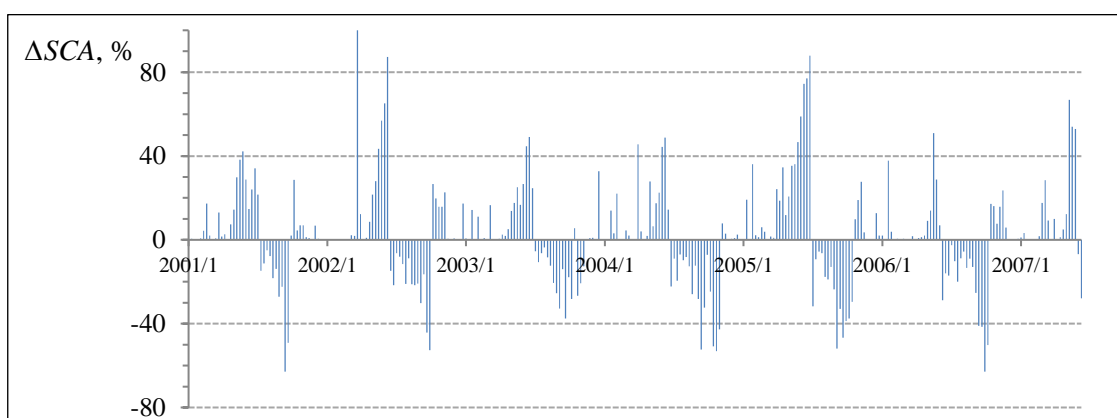


Рисунок 8. Разница в площади снежного покрова по восьмидневным данным Northern Hemisphere Weekly Snow Cover и MODIS CMG для бассейна реки Камчатки

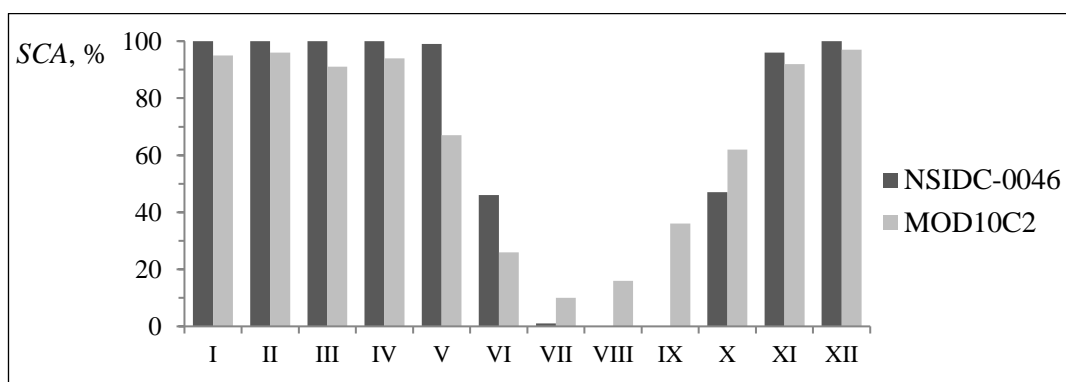


Рисунок 9. Среднемесячные значения площади снежного покрова по данным NSIDC-0046 и MOD10C2 за период 2000 – 2007 гг. для бассейна реки Камчатки

В ходе работы были проанализированы суточные данные MODIS CMG за период с 2008 по 2009 гг. Графики распределения снежного покрова и облачности в пределах бассейна Камчатки носят прерывистый характер (Рис. 10, 11). Облачность в отдельные сутки достигает 100 % и колеблется в широких пределах, что затрудняет использование суточных данных MOD10C1 по снежному покрову в моделировании. Так как данные MOD10C1

созданы на основе данных MOD10A1, то аналогичный вывод можно сделать о суточных 500-метровых данных MODIS (MOD10A1).

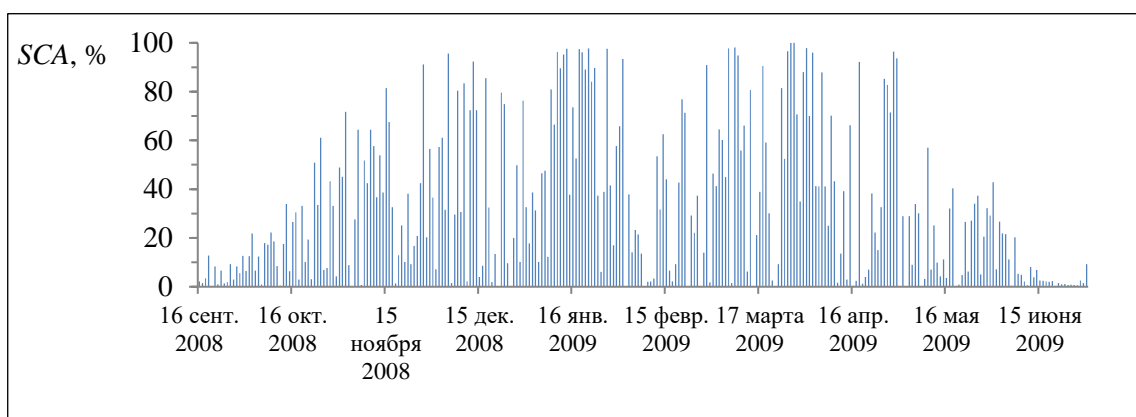


Рисунок 10. Гистограмма распределения площади снежного покрова в бассейне реки Камчатки по суточным данным MOD10C1

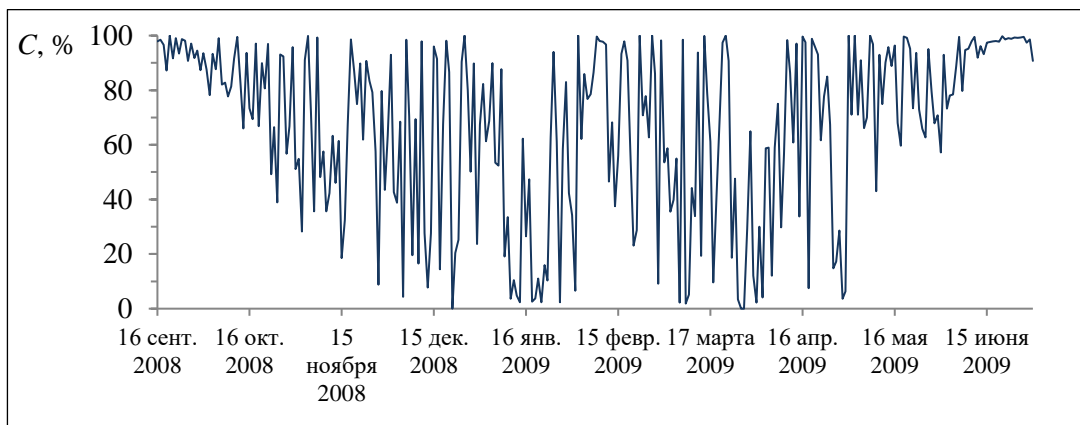


Рисунок 11. График хода облачности в бассейне реки Камчатки по данным MOD10C1

Суточные данные MOD10C1 по снежному покрову и облачности за тот же период (2008 – 2009 гг.) были проанализированы для ячейки – станции Ключи, что позволило сделать некоторые выводы относительно процентного соотношения территории, занятой снегом и облаками в течение года и по сезонам. За весь рассматриваемый период облачность наблюдалась в 76 % случаев, снег – в 24 %. Наибольший процент облачности наблюдается в переходные сезоны. В период накопления снега (сентябрь-октябрь) соотношение между облачностью и площадью снежного покрова в 2009 году составляет 92 % и 8 % соответственно. В период снеготаяния весной облачность наблюдалась в 79 % случаев, снег – в 21 %. В зимний период процент облачности несколько снижается до 63 %. Таким образом, для ячейки облачность регистрируется гораздо чаще, чем снежный покров.

В целях моделирования процессов аккумуляции и таяния снежного покрова особенно необходимы показатели заснеженности в переходные сезоны, что также делает невозможным использование исходных суточных данных MODIS. В результате анализа было решено использовать восьмидневные данные MODIS как исходные данные для

моделирования. Суточные данные площади снежного покрова были получены методом интерполяции на базе исходных восьмидневных значений.

Следующим этапом работы являлось сравнение данных дистанционного зондирования MODIS: восьмидневных данных MOD10C2 и MOD10A2, обладающих более высоким пространственным разрешением, чем Northern Hemisphere Weekly Snow Cover (NSIDC-0046). Сравнение проводилось на базе одной ячейки (станция Ключи) и бассейна. Следует отметить, что при создании базы данных MOD10A2 (500-метровой) по распределению снежного покрова для бассейна реки Камчатки использовалась интерполяция для перевода в проекцию Меркатора. Ячейки, не вошедшие в анализ снежного покрова из-за интерполяции, составляют в среднем за период 2004 – 2006 гг. 14 % от общей площади бассейна.

На Рисунке 12 представлены совмещенные гистограммы распределения площади снежного покрова по двум базам MODIS за два периода снегонакопления. График температуры построен по осредненным суточным данным трех метеостанций в бассейне реки Камчатки, приведенным к восьмидневному периоду. Зимний период (XI – III) характеризуется практически идентичными показаниями MOD10C2 и MOD10A2. Наибольшие отличия в регистрации снежного покрова отмечены в переходные сезоны. В осенний период (IX – X) заснеженность по MOD10C2 выше в среднем на 31 %. Весной (IV – VI) разница составляет около 5 %. Зимой данные MOD10A2 регистрируют площадь снежного покрова больше на 3 %.

Данные MOD10A2 показывают лучшую корреляцию с ходом температуры воздуха. Период накопления снежного покрова согласно MOD10A2 (500-метровой) начинается с октября, в момент перехода температуры через 0 °C. Данные MOD10C2 регистрируют значительную заснеженность в летне-осенний период в условиях положительной температуры воздуха (Рис. 12).

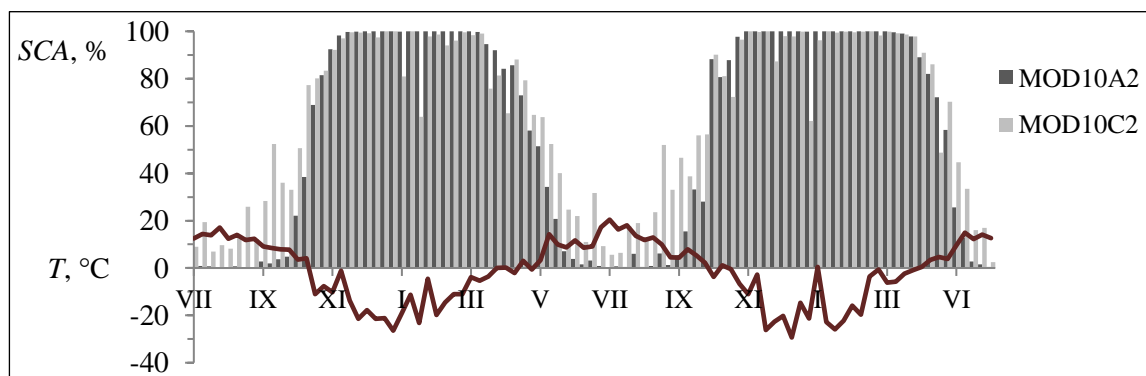


Рисунок 12. Совмещенные гистограммы распределения площади снежного покрова в бассейне реки Камчатки по восьмидневным данным MOD10C2 и MOD10A2 за период 2004 – 2006 гг. и график температуры воздуха

За рассматриваемый период для одной ячейки (станция Ключи) вероятность совпадения регистрации наличия или отсутствия снежного покрова по двум базам MODIS составляет 68 %. При этом, большинство несовпадений связано с регистрацией снежного покрова по данным MOD10C2 и отсутствием по MOD10A2. Из 32 % несоответствий чаще всего они отмечаются для осеннего периода (IX – X). Для станции Ключи за осенний период 2004 – 2006 гг. по данным MOD10A2 в отличие от данных MOD10C2 снежный покров вовсе отсутствует.

В результате проведенного анализа было решено использовать восьмидневные данные MODIS Terra Snow Cover с пространственным разрешением 500 метров в качестве исходных данных в целях моделирования. Они отличаются от остальных продуктов спутниковой информации высоким пространственным разрешением и хорошей корреляцией с температурой воздуха.

3.3. Использование данных Northern Hemisphere Weekly Snow Cover в климатическом анализе

Продукт Northern Hemisphere Weekly Snow Cover является самой длинной базой данных по распределению снежного покрова. Ряд наблюдений охватывает период с 1966 по 2015 гг. По данным NSIDC-0046, а также данным климатического архива Climate Research Unit (CRU TS v. 4.01) и ВНИИГМИ-МЦД за период с 1967 по 2007 гг. для станции Ключи и бассейна реки Камчатки были проанализированы изменения степени заснеженности совместно с изменением температуры воздуха.

Имеющийся ряд наблюдений за площадью снежного покрова был разбит на две части: с 1967 по 1986 и с 1987 по 2007 (19 и 20 лет соответственно). Аномалии рассчитывались как разность между среднегодовыми величинами за первый и второй периоды.

Отмечается, что после 1986 года повышение среднегодовой температуры воздуха по данным метеостанции Ключи составляет 0,8 °C. В зимний период наблюдается увеличение температуры воздуха на 0,8 °C и уменьшение площади снежного покрова на 2 % (Рис. 13). Весной по данным метеостанции Ключи отмечается наибольшее увеличение температуры воздуха (на 0,9 °C). При этом в весенний период наблюдается увеличение площади снежного покрова на 2 % (Рис. 14). В осенний период аномалия температуры воздуха составляет 0,6 °C, площади снежного покрова – 1 % (Рис. 15).

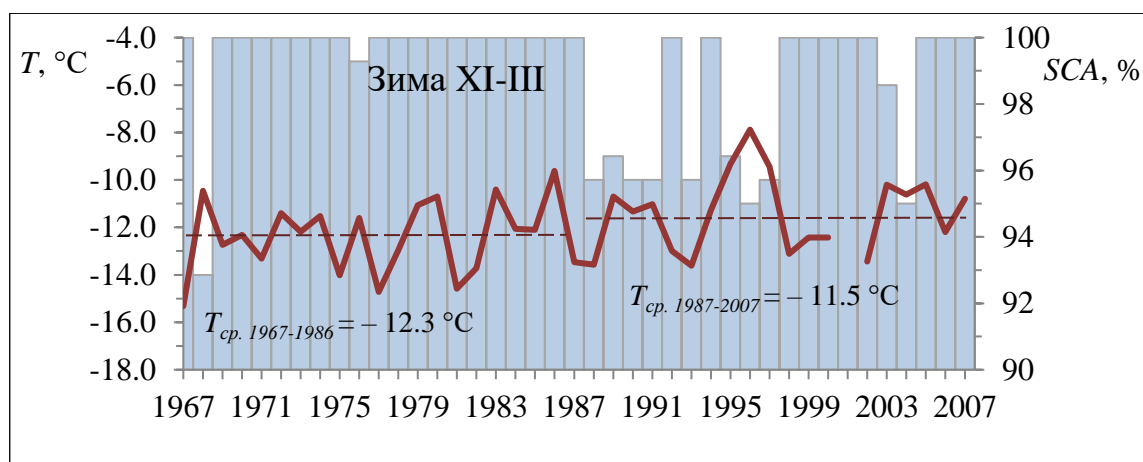


Рисунок 13. График хода среднегодовой зимней температуры воздуха и гистограмма распределения площади снежного покрова по данным NSIDC-0046 для станции Ключи

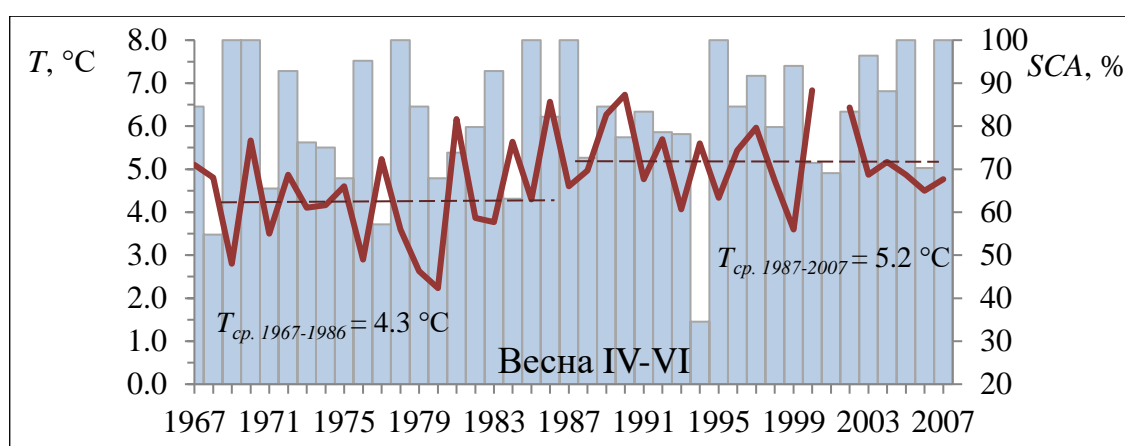


Рисунок 14. График хода среднегодовой весенней температуры воздуха и гистограмма распределения площади снежного покрова по данным NSIDC-0046 для станции Ключи

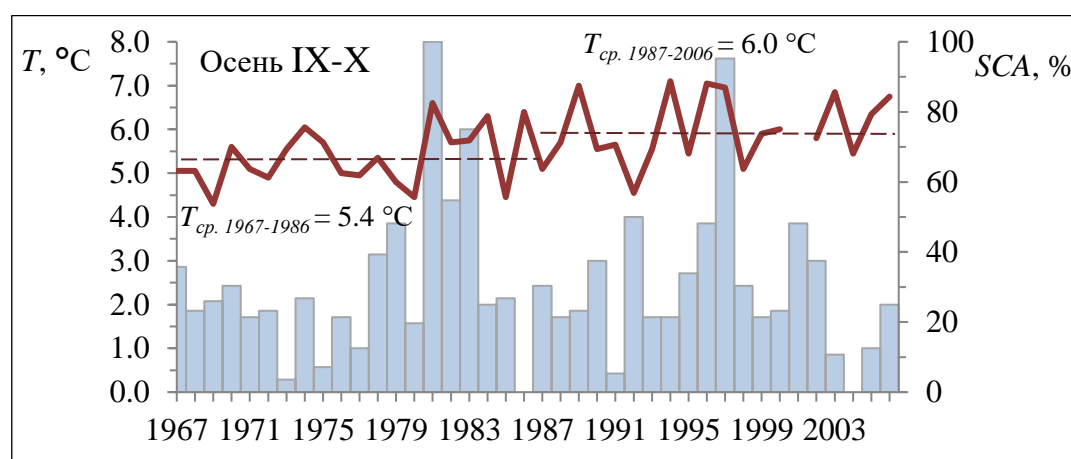


Рисунок 15. График хода среднегодовой осенней температуры воздуха и гистограмма распределения площади снежного покрова по данным NSIDC-0046 для станции Ключи

Среднемесячные значения температуры воздуха по данным архива CRU TS v. 4.01 для бассейна реки Камчатки были проанализированы совместно с приведенными к месячным восьмидневными данными NSIDC-0046. Динамика изменения температуры воздуха и

заснеженности для бассейна Камчатки схожа с данными по метеостанции. Среднегодовая температура для бассейна после 1986 года увеличилась на 0,5 °С. Наибольшая аномалия температуры воздуха отмечается для весеннего сезона (+ 0,7 °С). Также наблюдается увеличение площади снежного покрова весной на 2 % (Рис. 17). В зимний период аномалия температуры достигает 0,4 °С, снежного покрова – 1 % (Рис. 16). Значительная аномалия заснеженности за рассматриваемый период отмечается в осенний период. Осенью площадь снежного покрова для бассейна реки Камчатки после 1986 года уменьшилась на 5 %. Увеличение температуры воздуха в этот сезон составляет 0,6 °С (Рис. 18).

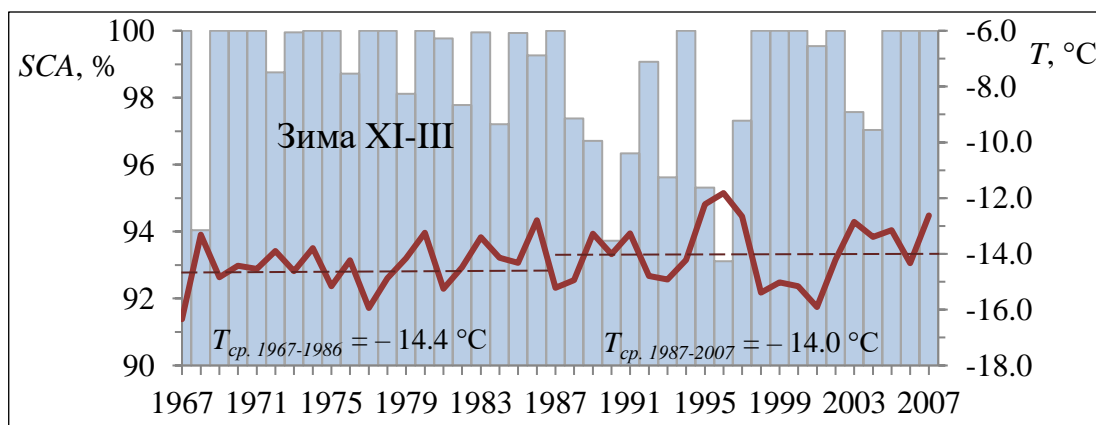


Рисунок 16. График хода среднегодовой зимней температуры воздуха и гистограмма распределения площади снежного покрова по данным NSIDC-0046 для бассейна реки Камчатки

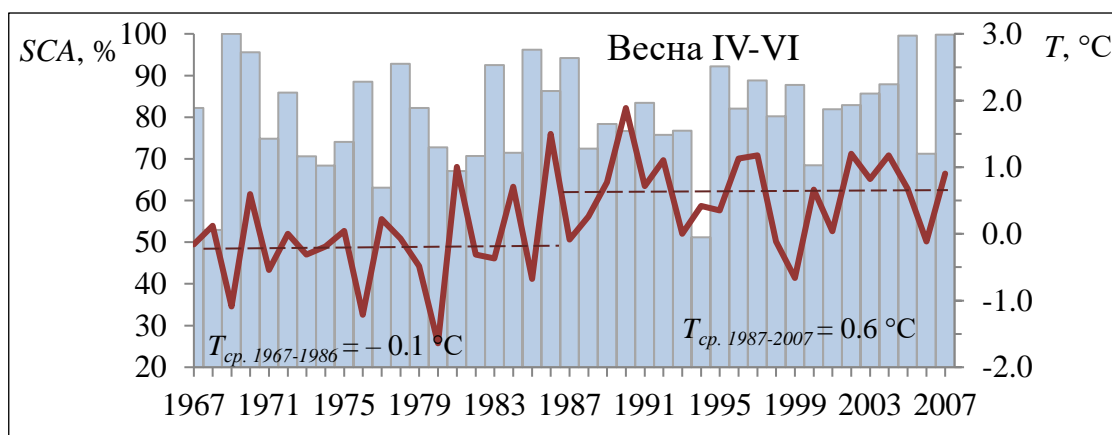


Рисунок 17. График хода среднегодовой весенней температуры воздуха и гистограмма распределения площади снежного покрова по данным NSIDC-0046 для бассейна реки Камчатки

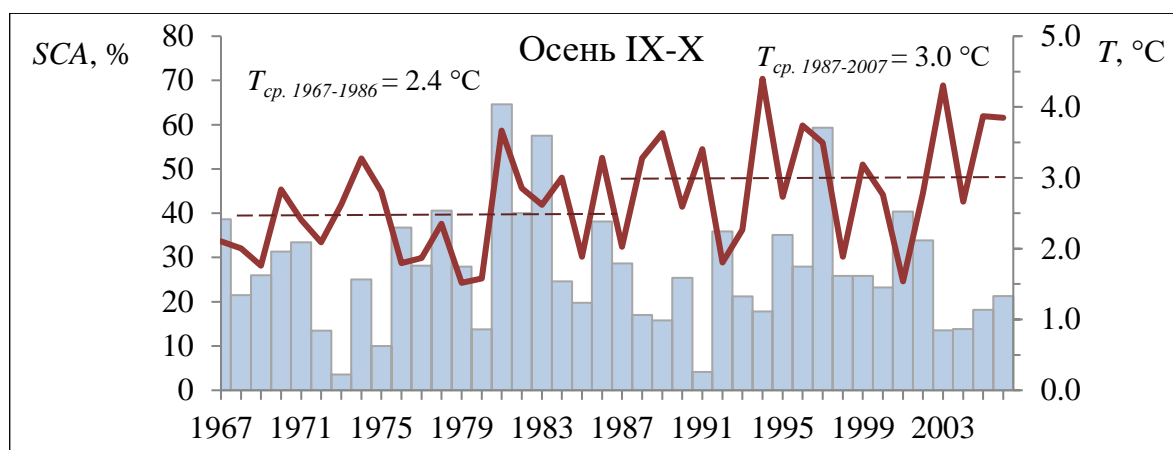


Рисунок 18. График хода среднегодовой осенней температуры воздуха и гистограмма распределения площади снежного покрова по данным NSIDC-0046 для бассейна реки Камчатки

На Рисунке 19 отражено месячное распределение площади снежного покрова по данным NSIDC-0046 для двух периодов. Наибольшие аномалии отмечаются для переходных сезонов, что аналогично тенденции температуры воздуха. На начало снеготаяния (в мае и июне) наблюдается увеличение заснеженности после 1986 года. Можно предположить, что повышение температуры воздуха в данный период приведет к увеличению запасов воды в снеге. Уменьшение снежного покрова после 1986 года в осенний период (сентябрь-октябрь) свидетельствует о возможном более позднем наступлении сроков накопления снежного покрова. После 1986 года среднегодовой снежный покров в бассейне реки Камчатки уменьшился на 1 %.

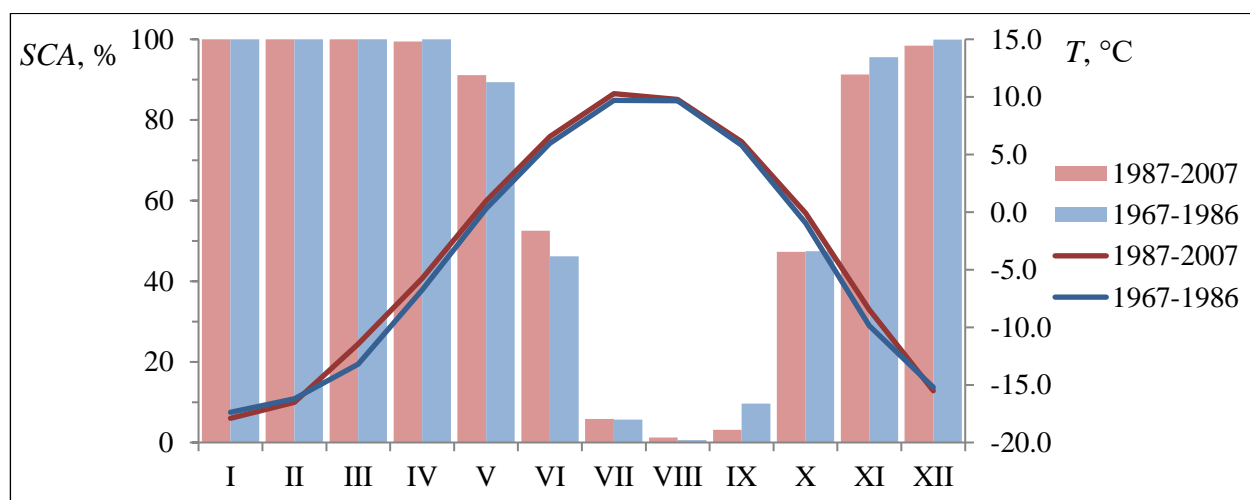


Рисунок 19. Гистограмма месячного распределения площади снежного покрова и график хода среднемесячной температуры воздуха за два периода для бассейна реки Камчатки

ГЛАВА 4. МОДЕЛИРОВАНИЕ СТОКА В БАССЕЙНЕ РЕКИ КАМЧАТКИ

4.1. Описание Snowmelt Runoff Model (SRM)

Модель Snowmelt Runoff (SRM) предназначена для моделирования и прогнозирования суточного стока в бассейнах, где таяние снега является основным фактором формирования стока. Модель также применяется для оценки влияния изменения климата на сезонный снежный покров и сток. Она была разработана в 1975 году для небольших европейских бассейнов.

Благодаря прогрессу спутникового дистанционного зондирования снежного покрова, SRM была применена к более крупным бассейнам. Например, сток был смоделирован в бассейне Ганга, площадью 917 444 км² и высотой от 0 до 8 840 м над уровнем моря. В настоящее время ограничений для применения в отношении размера бассейна и диапазона высот нет.

Расчеты стока по SRM относительно просты. На сегодняшний день модель применяется различными агентствами, институтами и университетами в более чем 100 бассейнах, расположенных в 30 различных странах мира. SRM успешно прошла испытания Всемирной Метеорологической Организации: для моделирования стока (ВМО, 1986 г.) и для частично смоделированных условий прогнозов стока в реальном времени (ВМО, 1992 г.).

Уравнение модели, преобразующее воду, получаемую из таяния снега и осадков, в суточный расход основано на простом методе «градус-день» или методе температурных коэффициентов. Переменными в модели служат осадки, температура воздуха и площадь снежного покрова суточного разрешения.

Основное уравнение модели ¹⁵:

$$Q_{n+1} = [c_{Sn} \cdot a_n (T_n + \Delta T_n) S_n + c_{Rn} P_n] \frac{A \cdot 10000}{86400} (1 - k_{n+1}) + Q_n k_{n+1},$$

Q – суточный расход воды, м³/с;

c – коэффициент стока, выражающий потери в виде отношения сток/осадки, с учетом твердых c_S и жидких c_R осадков;

a – коэффициент стаивания, указывающий глубину таяния снега в течение 1 градуса-дня, см/(°C·сут);

T – количество градусо-дней, °C·сут;

ΔT – коэффициент регулирования при экстраполяции температуры на метеостанции до средней гипсометрической высоты бассейна или зоны, °C·сут;

S – отношение площади снежного покрова к общей площади бассейна;

¹⁵ Martinec J., Rango A., Roberts R. Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual. – Las Cruces: New Mexico State University, 2008.

P – осадки, способствующие стоку, см. Определяются предварительно выбранной пороговой температурой, T_{CRIT} . Если осадки по определению T_{CRIT} являются твердыми, то они хранятся на территории бассейна, пока не наступят условия таяния: достаточное количество градусо-дней. Как правило, T_{CRIT} принимается равной 0 °С.

A – общая площадь бассейна или зоны, км²;

k – коэффициент рецессии, указывающий на снижение расхода в период без таяния снега или осадков. Находится по формуле:

$$k = \frac{Q_{m+1}}{Q_m} \quad (m, m+1 - \text{последовательность дней в течение периода спада}),$$

$n, n+1$ – последовательность дней в течение расчетного периода.

T , S и P – переменные, которые должны определяться каждый день. Параметры c , a , k характеризуют бассейн или высотную зону.

Если разность высот в пределах бассейна превышает 500 м, рекомендуется разделить его на высотные зоны, например, с использованием цифровой модели рельефа (DEM) в программе ArcGIS. Для каждой зоны рассчитывается среднее гипсометрическое превышение, к которому приводятся суточные значения температуры и осадков, полученные на ближайших метеостанциях.

Чтобы рассчитать суточную глубину таяния снега (уменьшение высоты снега за сутки), определяется число градусо-дней T . Программа принимает либо среднесуточную температуру воздуха, либо два значения температуры в каждый день.

Температуры экстраполируются программой от высоты базовой метеостанции до средней гипсометрической высоты соответствующих зон возвышения:

$$\Delta T = \gamma \cdot (h_{st} - \bar{h}) \cdot \frac{1}{100},$$

γ – температурный градиент (автоматически установлено $\gamma = 0,65$ °С/100 м);

h_{st} – высота метеостанции, м;

\bar{h} – среднее гипсометрическое превышение зоны, м.

Так как среднесуточные температуры относятся к 24-часовому периоду, а расчетный период времени – сутки, они становятся градусо-днями T . Всякий раз, когда числа градусо-дня ($T + \Delta T$) становятся отрицательными, они автоматически обращаются в 0.

Экстраполяция значений температуры и осадков до средней гипсометрической высоты зоны с использованием градиентов в данной работе осуществлялась по методике, описанной выше в Главе 3. В модель вносились переменные, рассчитанные для каждой из трех зон возвышения. Для получения площади снежного покрова (SCA) использовались восьмидневные данные MODIS Terra Snow Cover с пространственным разрешением 500

метров. Суточные значения SCA за расчетный период были получены методом интерполяции также для каждой высотной зоны.

Рассмотрим параметры, используемые в модели.

Коэффициент стока (c) учитывает потери, или разницу между имеющимся объемом воды (снеготаяние + осадки) и оттоком из бассейна. Фактически его принимают на основе имеющихся данных о районе исследования, а также на основе литературных рекомендаций. В начале сезона таяния снега потери обычно очень малы, поскольку они ограничиваются испарением с поверхности снега, особенно на больших высотах. На следующем этапе, когда часть почвы становится открытой и присутствует растительность, следует ожидать больших потерь из-за транспирации, перехвата и фильтрации. К концу сезона таяния снега в некоторых бассейнах может преобладать прямой сток из оставшихся снежников и ледников, что связано с перенасыщением почвы влагой. Это приводит к уменьшению потерь и увеличению коэффициента стока. Компьютерная программа принимает отдельные значения для снега (c_s) и дождя (c_R) и допускает месячные (и, если требуется, ежедневные) изменения значений в каждой высотной зоне. Из параметров SRM коэффициент стока, по-видимому, является основным кандидатом на корректировку, если моделирование стока не сразу оказывается успешным.

Коэффициент стаивания a преобразует число градусо-дней в глубину снеготаяния:

$$M = a \cdot T, \quad T - \text{число градусо-дней, } ^\circ\text{C} \cdot \text{сут}; \quad M - \text{глубина снеготаяния, см.}$$

Коэффициент стаивания может быть оценен путем сравнения данных снегомерных наблюдений, проводимых в течение какого-то периода времени. В данном случае используется информация по изменению значений измеренных снегозапасов и аккумуляции сумм положительных температур на исследуемом участке в течение периода снеготаяния:

$$a = \Delta SWE / \sum T, \quad \Delta SWE - \text{изменение снегозапасов, см}; \quad \sum T - \text{сумма положительных температур, } ^\circ\text{C}.$$

Однако он не учитывает такие факторы, как скорость ветра и компоненты энергетического баланса, поэтому достаточно неоднозначен. Коэффициент снеготаяния изменяется в зависимости от свойств снежного покрова в течение сезона таяния. Обычно коэффициент меняется дважды в месяц, хотя программа позволять вносить корректировки ежедневно.

При отсутствии данных наблюдений коэффициент a может быть получен из эмпирического соотношения:

$$a = 1.1 \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w}, \quad \rho_s - \text{плотность снежного покрова, кг/м}^3; \quad \rho_w - \text{плотность воды, кг/м}^3.$$

Если плотность снега увеличивается, содержание жидкой воды в снегу увеличивается, а альбедо уменьшается. Таким образом, плотность снега является важным показателем изменяющихся свойств, которые благоприятствуют таянию снега.

Коэффициент рецессии (спада) k не является постоянной величиной, а увеличивается с уменьшением Q в соответствии с уравнением:

$$k_{n+1} = x \cdot Q_n^{-y}.$$

Константы x и y выводятся из системы уравнений:

$$k_1 = x \cdot Q_1^{-y},$$

$k_2 = x \cdot Q_2^{-y}$, где Q_1 и Q_2 – последовательно измеренные расходы воды. Коэффициенты x и y также могут корректироваться вручную.

Одним из критериев, определяющих эффективность моделирования, является

коэффициент детерминации:
$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_i')^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2},$$
 где Q_i – измеренные суточные расходы

воды, Q_i' – рассчитанные суточные расходы, \bar{Q} – средний расход за рассматриваемый период, n – количество суток.

Модель SRM не учитывает элементы энергетического баланса: теплообмен снежного покрова с атмосферой и почвой, процессы испарения и конденсации, такие факторы, как скорость ветра, облачность, влажность воздуха, альбедо. Однако она успешно применяется для краткосрочных прогнозов речного стока в горных и предгорных водосборах. Например, SRM была опробована для бассейна реки Кубань¹⁶. Модель также позволяет оценить снегозапасы (эквивалент запасов воды в снеге) на период до начала таяния снежного покрова, которые могут использоваться в долгосрочном прогнозировании. Она базируется на использовании данных дистанционного зондирования как исходной информации о распределении снежного покрова.

4.2. Результаты моделирования для бассейна реки Камчатки

В качестве переменных в SRM вводились суточные данные по температуре воздуха (°C), осадкам (см), и площади снежного покрова (в долях от 1). Параметры модели калибровались с учетом их весомости в процесс снеготаяния. Коэффициент снеготаяния a в см/(°C·сут) задавался на начало расчетного периода 0,8. Далее по мере снижения стока изменялся от 0,7 в летний сезон до 0,4 для осенне-зимнего периода. Коэффициент стока для

¹⁶ Georgievsky M.V. Application of the Snowmelt Runoff Model in the Kuban River Basin by using MODIS satellite images // Environmental Research Letters, 2009.

твердых осадков (c_s) задавался 0,7. На начало расчетного периода был несколько увеличен. Коэффициент стока для жидких осадков (c_R) изменяется от 0,6 в осенне-зимний период до 0,3 в летний период. На начало расчетного периода был также несколько увеличен. Рассчитанные константы для получения коэффициента рецессии: $x = 0,999$; $y = 0,001$. Результат моделирования речного стока р. Камчатки – пос. Ключи с помощью SRM за период 2005 – 2006 гг. представлен на Рисунке 20. В данном случае в качестве переменных площади снежного покрова использовались данные дистанционного зондирования MODIS высокого пространственного разрешения: 500 метров (MOD10A2).

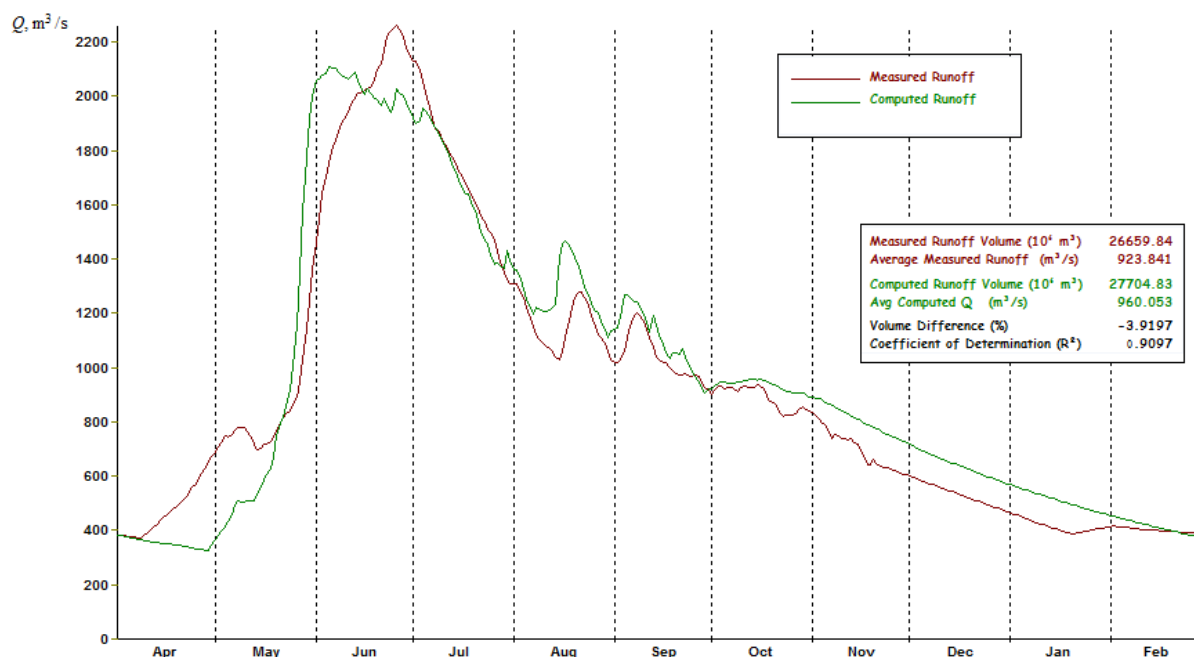


Рисунок 20. Наблюдаемый и смоделированный (по Snowmelt Runoff Model) гидрограф стока в бассейне р. Камчатки – пос. Ключи за период аккумуляции и таяния снежного покрова 2005 – 2006 гг. по данным MOD10A2

Коэффициент детерминации по результатам моделирования составил 0,91. Следует отметить при моделировании отсутствие притока воды за март месяц. Это объясняется большой долей подземного притока воды для реки Камчатки, в особенности в зимний период (с ноября по март), который не учитывается в модели.

Анализ результатов моделирования показал слабое поступление талой воды из верхней высотной зоны. Выше 1000 метров наблюдаются отрицательные температуры воздуха на протяжении практически всего расчетного периода. Основной приток воды наблюдается в пределах от 7 до 500 метров (нижняя высотная зона).

На Рисунке 21 представлен смоделированный гидрограф стока, на основе данных дистанционного зондирования MODIS более низкого пространственного разрешения: 5000 метров (MOD10C2).

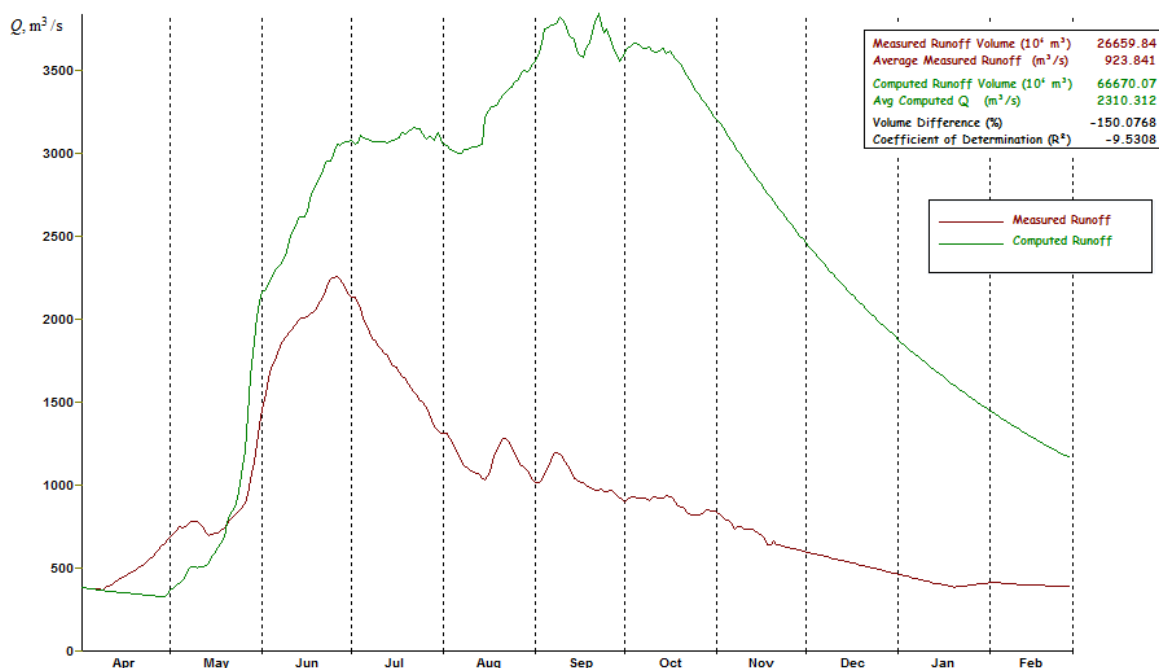


Рисунок 21. Наблюдаемый и смоделированный (по Snowmelt Runoff Model) гидрограф стока в бассейне р. Камчатки – пос. Ключи за период аккумуляции и таяния снежного покрова 2005 – 2006 гг. по данным MOD10C2

Рассматриваемый гидрограф отличается растянутым половодьем и повышенной водностью. Также отмечается наличие двух пиков половодья: летний (июнь – июль) и осенний (сентябрь). Повышенная водность в летний сезон, вероятно, связана с регистрацией MODIS CMG заснеженности в течение всего года, в том числе в июне – июле 2005 года. При этом накопление снежного покрова согласно MOD10C2 начинается с августа, а по MOD10A2 с сентября – начала октября (Рисунок 22). Температура воздуха опускается ниже 0°C в октябре, что способствует аккумуляции снежного покрова. Снег, регистрируемый данными MOD10C2 с августа по октябрь, воспринимается моделью как осадки, способствующие стоку, и формирует второй осенний пик за счет процесса таяния. Далее с понижением температуры воздуха происходит постепенное накопление снежного покрова, расход воды в отсутствие таяния и осадков снижается с учетом рассчитанного коэффициента рецессии.

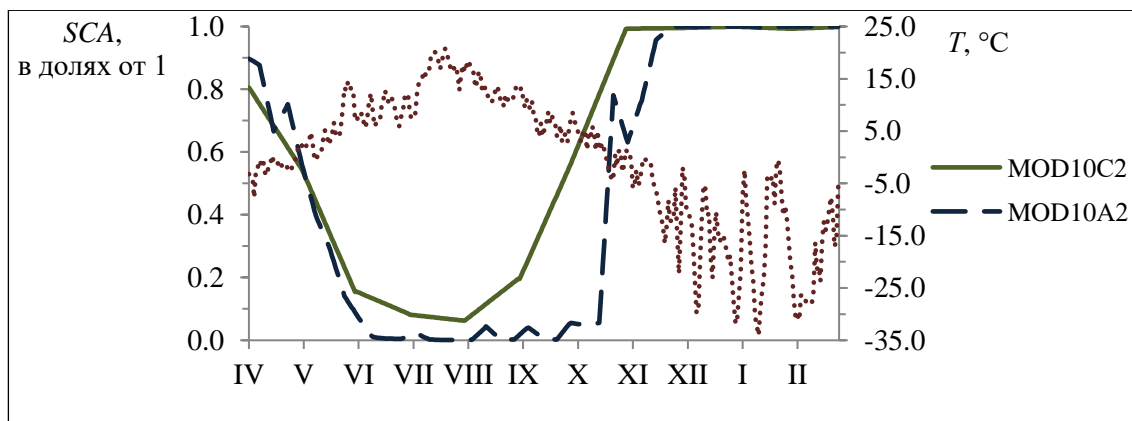


Рисунок 22. Графики хода суточной площади снежного покрова по данным MOD10A2 и MOD10C2 и температуры воздуха для нижней высотной зоны (7 – 500 м) за расчетный период 2005 – 2006 гг.

На Рисунке 23 представлен гидрограф стока, полученный по тем же параметрам и данным дистанционного зондирования Northern Hemisphere Weekly Snow Cover and Sea Ice Extent (NSIDC-0046) с пространственным разрешением 25 км.

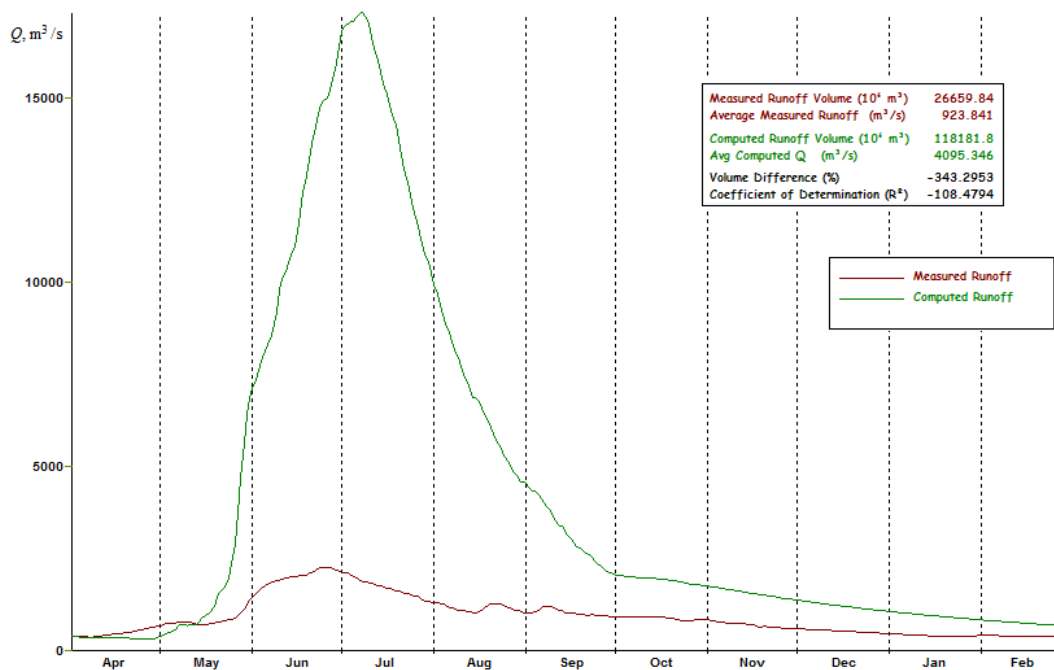


Рисунок 23. Наблюдаемый и смоделированный (по Snowmelt Runoff Model) гидрограф стока в бассейне р. Камчатки – пос. Ключи за период аккумуляции и таяния снежного покрова 2005 – 2006 гг. по данным NSIDC-0046

Семидневные данные NSIDC-0046 регистрируют площадь снежного покрова около 100 % с апреля до начала июля и с октября до февраля. Значительный процент заснеженности в мае и июне обеспечивает высокий пик половодья в начале июля. Далее наблюдается снижение стока в соответствии с коэффициентом рецессии. Начало накопления

снежного покрова по данным NSIDC-0046 совпадает с переходом температуры воздуха через 0 °C и происходит в октябре.

Результаты моделирования показали, что данные MODIS более высокого пространственного разрешения (MOD10A2) являются предпочтительными для модели SRM. Важно отметить, что модель не учитывает подземный приток воды, который играет существенную роль в питании Камчатки, в особенности в зимний период.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выпускная квалификационная работа посвящена моделированию процессов аккумуляции и таяния снежного покрова в бассейне реки Камчатки с помощью Snowmelt Runoff Model (SRM). Исходной информацией по снежному покрову в работе служат данные дистанционного зондирования. В процессе исследования были проанализированы несколько наиболее востребованных источников спутниковой информации по распределению снежного покрова, находящихся в свободном доступе. На основе проведенного анализа, а также результатов моделирования был сделан вывод о наиболее подходящей в целях моделирования базе данных по снегу. Подчеркнута невозможность использования суточных данных MODIS в целях моделирования из-за значительного влияния облачности.

Модель SRM основана на простом методе температурных коэффициентов. Переменными в модели служат суточные данные температуры воздуха, осадков и площади снежного покрова. Отдельным важным этапом исследования является подготовка исходных данных для моделирования. В работе представлена собственная методика расчета запасов воды в снежном покрове при отсутствии данных маршрутных снегомерных съемок непосредственно в бассейне.

Длительный ряд наблюдений площади снежного покрова данных дистанционного зондирования Northern Hemisphere Weekly Snow Cover (NSIDC-0046) позволил проанализировать изменения заснеженности совместно с изменениями температуры воздуха. В климатическом анализе использовались данные наблюдений трех метеостанций в бассейне и климатического архива Climate Research Unit (CRU TS v. 4.01).

В результате выполнения выпускной квалификационной работы были получены следующие выводы:

1. Создана база данных распределения снежного покрова для бассейна реки Камчатки на основе трех источников спутниковой информации: восьмидневные данные MODIS 500 м и 5 км пространственного разрешения, 25 км данные Northern Hemisphere Weekly Snow Cover.
2. Проведен сравнительный анализ данных дистанционного зондирования. Анализ показал, что восьмидневные данные MODIS более высокого пространственного разрешения предпочтительнее использовать в целях моделирования.
3. Осуществлена подготовка исходных данных для моделирования по разработанной методике, рассчитаны запасы воды в снежном покрове за моделируемый период.
4. Произведен анализ климатических изменений в бассейне реки Камчатки совместно с оценкой заснеженности изучаемой территории.

5. Получены расчетные гидрографы на основе трех источников ДДЗ.

Камчатка отличается высоким процентом заснеженности в течение года, формирующим пик половодья в весенне-летний период. Среднее значение запасов воды в снежном покрове за зимний период в долине реки Камчатки составляет 212 мм. Максимальные значения запасов воды в снеге наблюдаются в марте.

Начало накопления снежного покрова в долине реки наблюдается в октябре. Установившийся снежный покров продолжается с ноября до начала апреля. Процесс снеготаяния для всей территории бассейна заканчивается в конце мая – начале июня.

Наибольшие аномалии температуры воздуха в бассейне реки Камчатки отмечаются в переходные сезоны. При этом весной площадь снежного покрова после 1986 года увеличилась на 2 %, а осенью – уменьшилась на 5 %.

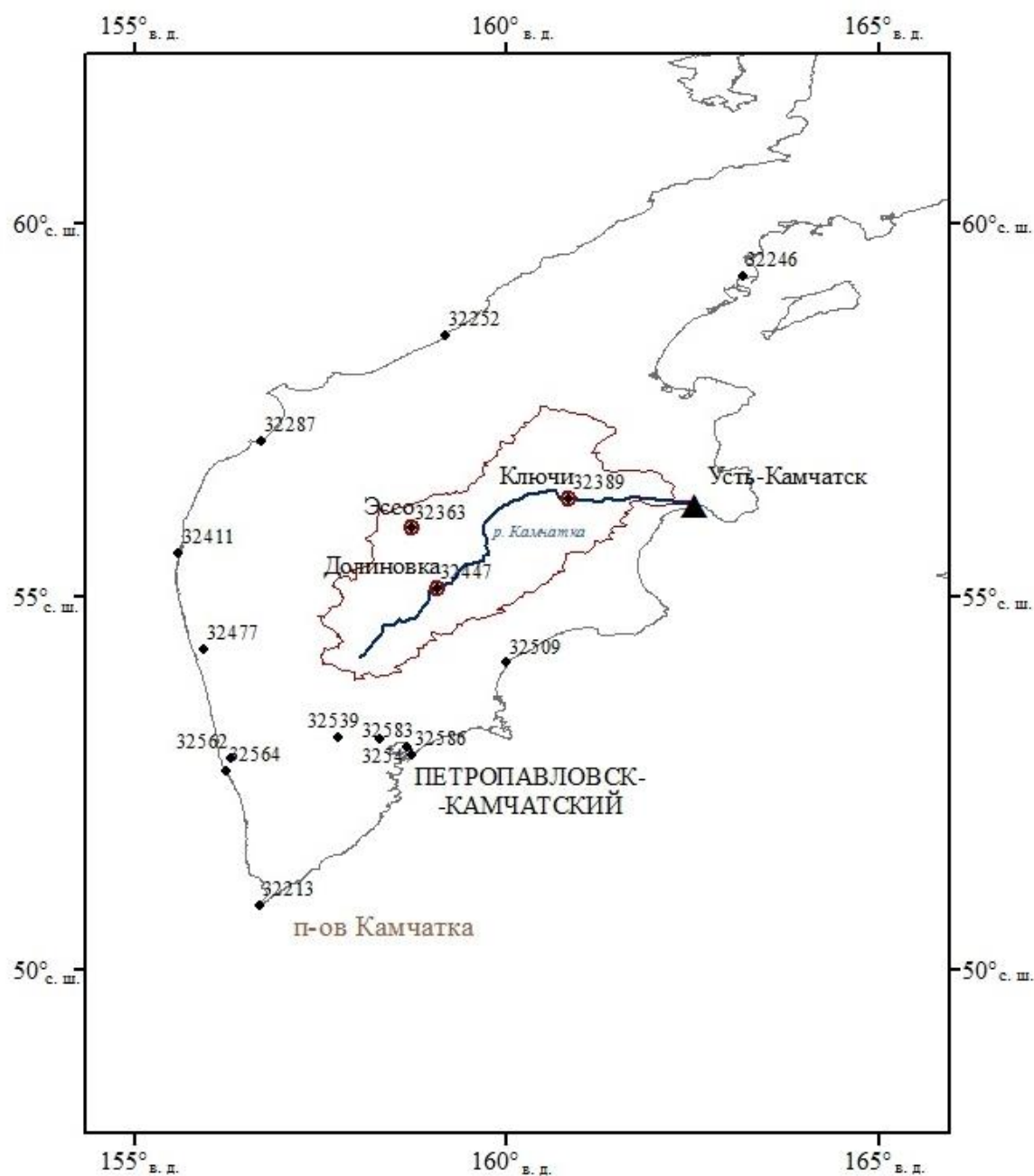
Дальнейшее усовершенствование моделирования процессов аккумуляции и таяния снежного покрова заключается в адаптации Snowmelt Runoff Model к подземному притоку воды, который составляет значительную долю питания в бассейне реки Камчатки.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Груза Г. В, Ранькова Э. Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата Российской Федерации: температуры воздуха. – Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012. – 194 с.
2. Краткая характеристика климатических особенностей Камчатского полуострова [Электронный ресурс] // Камчатское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. – URL: <http://kammeteo.ru/gms9.html> (дата обращения: 02.05.2020).
3. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 345 с.
4. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 2. Часть I. Метеорологические наблюдения на постах. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 111 с.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 20. Камчатка / под ред. к. г. н. М. Г. Васильковского. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 368 с.
6. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. – Москва: Изд-во Академии наук СССР, 1945. – 120 с.
7. Dingman S. L. Physical Hydrology, 2nd Edition. – New Jersey: Prentice-Hall, 2002.
8. Georgievsky M. V. Application of the Snowmelt Runoff Model in the Kuban River Basin by using MODIS satellite images // Environmental Research Letters, 2009.
9. Georgievsky M., Ishidaira H., Takeuchi K. Development of a distributed snow model coupled with a new method of degree-day factors estimation // Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, 2006. P. 49-54.
10. Georgievsky M., Ishidaira H., Takeuchi K. Energy balance snowmelt modeling for data poor basins // Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, 2007. P. 86-92.
11. Kustas W. P., Rango A., Uijlenhoet R. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model // Water Resource Research, 1994.
12. Martinec J., Rango A., Roberts R. Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual. – Las Cruces: New Mexico State University, 2008.
13. Nakawo M., Hayakawa N. Snow and Ice in Hydrology. – Nagoya: Institute for Hydrospheric – Atmospheric Sciences, 1998.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Карта-схема бассейна реки Камчатки и расположение метеостанций

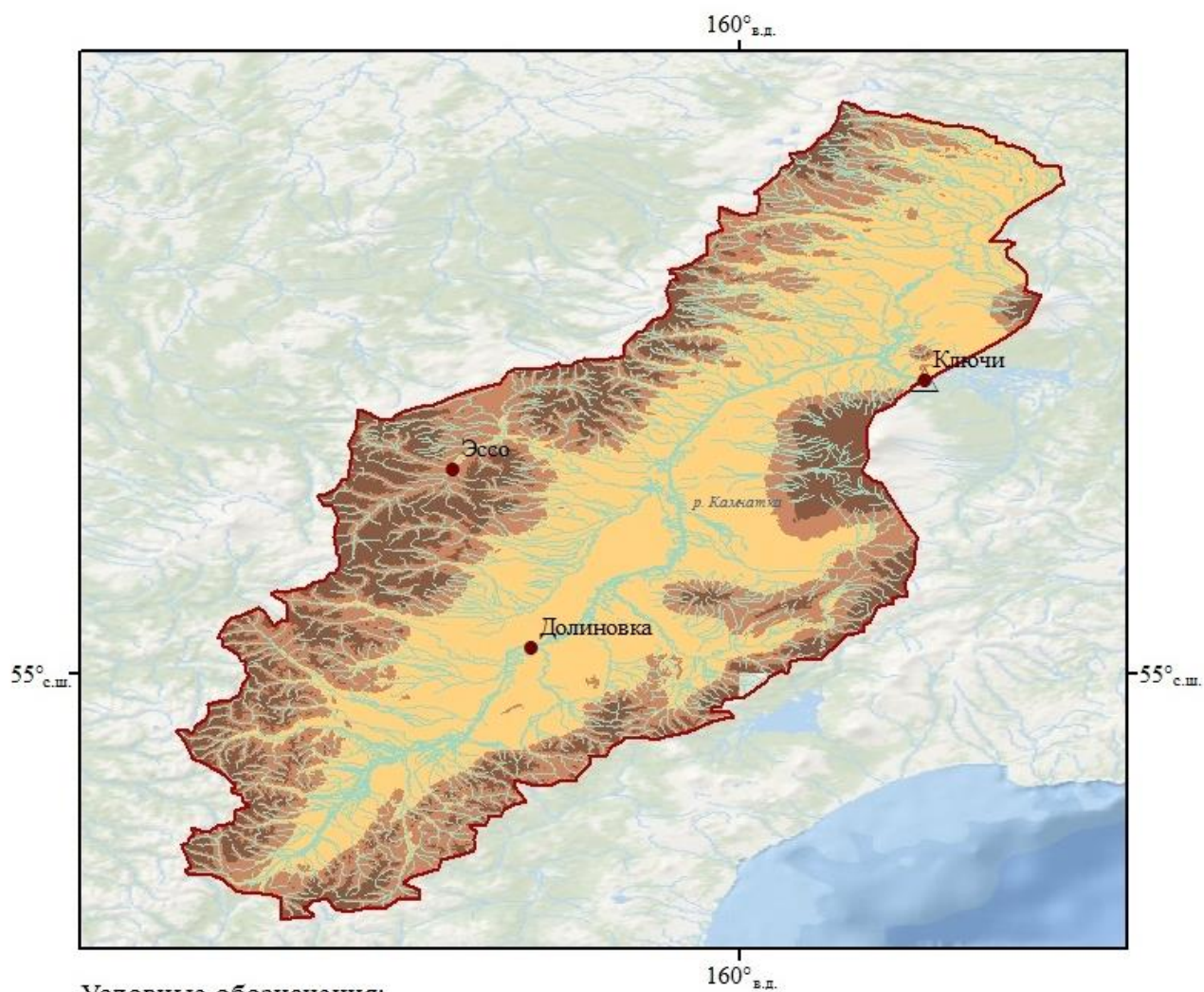


Условные обозначения:

- Бассейн реки Камчатки
- Замыкающий створ
- Метеостанции в бассейне реки Камчатки
- ◆ Метеостанции Камчатского края (индекс ВМО)

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Высотные зоны в бассейне реки Камчатки



Условные обозначения:

- Бассейн реки Камчатки
- Замыкающий створ
- Метеостанции

Высотные зоны, м

- 7 - 500
- 500 - 1000
- 1000 - 4037